

Análisis del monzón en el golfo de Guinea

Trabajo Final de Grado



Facultat de Nàutica de Barcelona
Universitat Politècnica de Catalunya

Trabajo realizado por:
Tomàs Balmaña Geremias

Dirigido por:
Xavier Martinez de Osses

Grado en ingeniería náutica y transporte marítimo

Barcelona, 05/09/2015

Departamento de Ciencia e ingeniería náuticas



UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
BARCELONATECH
Facultat de Nàutica de Barcelona

Abstract

The goal of this work is to understand the potential impact of monsoon winds in the Earth's surface. To explain the monsoon is necessary to know how the general atmospheric circulation works, which generate every single movement of air masses and spread pressures on Earth. The information used in this project has been searched in all kind of studies and books of meteorology and climatology. These books helped me to understand how this complex system operates.

The most relevant thing of this work is to see the impact that these winds may have in life of people who live in the affected areas and into the economies of these places. The monsoon winds produce heavy rains, damages, floods and alter the life of many people.

The only way to help people of these areas affected by seasonal monsoon rains is to provide a good weather forecast in advance to prepare themselves in the most appropriate way. These forecasts require large scientific studies to be accurate.

En este trabajo veremos el impacto que causan los vientos monzones en la superficie terrestre. Para entender el monzón es necesario entender cómo funciona la circulación general atmosférica, que es el mecanismo que genera los movimientos de las masas de aire y distribuye las presiones en nuestro planeta. En este proyecto se ha utilizado información de todo tipo de estudios y libros sobre meteorología y climatología. Estos libros me han permitido entender cómo se relacionan y actúan los procesos que determinan el tiempo en la tierra.

El objetivo de este trabajo es ver el impacto que producen estos vientos en las vidas de la gente que vive en las zonas afectadas y en la economía de esas zonas. Los vientos monzones provocan lluvias muy fuertes, daños, inundaciones y marcan la vida de esas personas.

La única forma de ayudar a la gente de las áreas monzónicas es ofrecer un buen pronóstico del tiempo y de las lluvias con la suficiente antelación para poder preparar-se de forma adecuada. Estos pronósticos requieren de grandes estudios científicos para ser precisos.

Índice

ABSTRACT	III
ÍNDICE	IV
1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ATMÓSFERA	1
2 LA TROPOSFERA, EL ESCENARIO DE LA CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA	4
3 LA HIDROSFERA	5
4 MECANISMOS DE TRANSFERENCIA DE ENERGÍA	7
5 RADIACIÓN TÉRMICA	8
6 LA RADIACIÓN SOLAR	9
7 LA RADIACIÓN TERRESTRE	11
8 EQUILIBRIO ENERGÉTICO	12
9 CORRIENTES OCEÁNICAS	13
10 BALANCE ENERGÉTICO ANUAL	14
11 EFECTOS DE LA RADIACIÓN SOLAR, EN LA CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA	16
12 EL MOVIMIENTO ATMOSFÉRICO	16
13 MASAS DE AIRE	17
13.1 DINÁMICA DE LAS MASAS DE AIRE	17
13.2 TIPOS DE MASAS DE AIRE	18
14 FRENTE METEOROLÓGICOS	20
14.1 TIPOS DE FRENTE	20

15	NUBES	21
15.1	FORMACIÓN DE NUBES	21
15.2	TIPOS DE NUBES	22
16	DINÁMICA ATMOSFÉRICA	25
16.1	EL MOVIMIENTO VERTICAL DEL AIRE	26
16.2	EL MOVIMIENTO HORIZONTAL DEL AIRE	27
16.3	EL GRADIENTE HORIZONTAL DE PRESIÓN	27
16.4	LA FUERZA DE CORIOLIS	28
16.5	LA FUERZA DE ROZAMIENTO	29
16.6	EL VIENTO GEOSTRÓFICO	30
17	CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA	31
17.1	LOS VIENTOS ALISIOS. LA PRIMERA PISTA DE LA CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA	31
17.2	LOS DESCUBRIMIENTOS DE HALLEY	33
17.3	TEORÍA DE HALLEY	34
17.4	TEORÍA DE HADLEY	36
18	TEORÍA TRICELULAR	37
18.1	CONVERGENCIA Y DIVERGENCIA	38
18.2	CÉLULAS	39
18.3	HUMEDAD EN EL PLANETA	39
18.4	CORRIENTES EN CHORRO	40
19	VIENTOS EN LA CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA	41
20	MOVIMIENTO DE LA (ZCIT)	43
21	MECANISMOS DE LA CIRCULACIÓN MONZÓNICA	44
21.1	TEORÍA DE HALLEY	45
21.2	TEORIA DE HADLEY	46
21.3	EL TERCER MECANISMO DE LA CIRCULACIÓN MONZÓNICA	47
21.4	EL MECANISMO BÁSICO: LA DIFERENCIA DE CALOR ENTRE LA TIERRA Y EL OCÉANO	48
21.5	CONTRASTES DE CALOR ENTRE LA TIERRA Y EL OCÉANO.	51
21.6	EFFECTOS DE LOS CONTRASTES DE CALOR	55
21.7	LA HUMEDAD EN LA CIRCULACIÓN MONZÓNICA	56

22	EL MONZÓN AFRICANO	58
23	EL GOLFO DE GUINEA	60
23.1	GEOGRAFÍA	60
23.2	TRÁFICO MARÍTIMO EN EL GOLFO DE GUINEA	62
23.3	ANÁLISIS DE LOS DISTINTOS PAÍSES DEL GOLFO DE GUINEA	64
24	COMO AFECTA EL PERÍODO MONZÓNICO A LOS PAÍSES DEL GOLFO DE GUINEA	75
24.1	AGRICULTURA	76
24.2	RECURSOS HÍDRICOS	77
24.3	RECURSOS ENERGÉTICOS	78
24.4	SECTOR AÉREO	79
24.5	SECTOR FERROVIARIO	79
24.6	SECTOR MARÍTIMO	80
25	ENSO (EL NIÑO)	81
26	PARTES METEOROLÓGICOS	84
27	COMO CONOCER MEJOR EL WAM: PROYECTO AMMA	86
28	CONCLUSIONES	89
29	BIBLIOGRAFÍA	90

1 Características generales de la atmósfera

(Fuente [7])

La atmósfera es una capa gaseosa que, por efecto de la fuerza de gravedad, envuelve la superficie de la tierra. Su densidad máxima se da sobre la superficie terrestre y decrece con la altura hasta que se hace indistinguible del gas interplanetario. Su composición química y estructura física y dinámica variarán con la altura en función de la atracción gravitatoria, los procesos biogeoquímicos que tienen lugar en la superficie terrestre y la incidencia de la luz solar.

La atmósfera hoy está compuesta principalmente por nitrógeno y oxígeno, con trazas de argón, dióxido de carbono, neón, metano, kriptón e hidrógeno, así como vapor de agua. Al nivel del mar, la presión media de la atmósfera es de 1013.25 hPa. La densidad y presión atmosféricas disminuyen de forma exponencial con la altura y se reducen aproximadamente una mitad cada 5 km en los primeros metros. La división vertical en regiones se puede hacer siguiendo diferentes criterios, como son la composición química, la densidad electrónica o la distribución de la temperatura.

La división de la atmósfera en función de la variación de la temperatura es muy importante y diferencia cinco capas. Esta división es la más útil para definir los fenómenos meteorológicos. La división térmica cambia con la altura según la composición gaseosa. La capa más externa es la exosfera, que empieza a unos 500 km de altura. A este nivel la atmósfera es muy pobre, ya que los gases más ligeros se escapan al espacio. Por debajo de esta capa se encuentra la termosfera, donde la temperatura puede llegar a 1500 °C, ya que la radiación solar calienta el oxígeno. La siguiente capa es la mesosfera, que absorbe poco los rayos solares, por lo que la temperatura desciende hasta la mesopausa, donde puede caer a -90 °C. Por debajo se encuentra la estratosfera, donde la temperatura permanece uniforme o se incrementa con la altura; este calentamiento se debe a la absorción de los rayos ultravioleta del sol por parte del ozono.

La capa más interna es la troposfera. Esta capa contiene todos los sistemas climáticos y el 75% de los gases atmosféricos. En contraste con la estratosfera, que es una capa muy estable, la troposfera es inestable. Cuando se observa desde la estratosfera, la troposfera se ve claramente como el límite superior de la cobertura de nubes. Toda la actividad meteorológica tiene lugar en la troposfera.

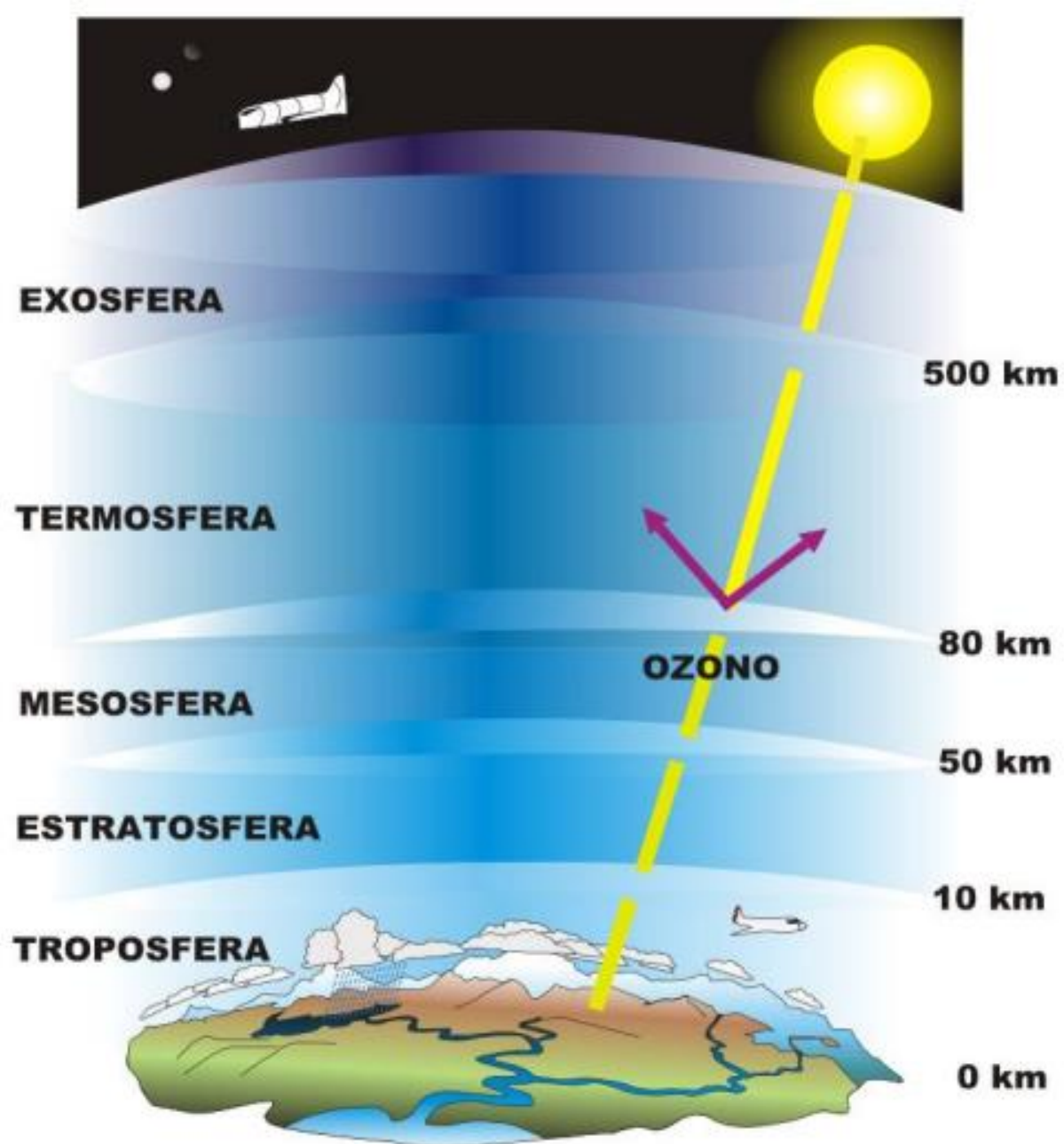


Ilustración 1. División térmica de la atmósfera. Fuente: [14]

Calentamiento de la atmósfera

La luz solar calienta muy poco la atmósfera. La mezcla de gases que componen la atmósfera es muy transparente a los rayos del sol y absorben poca energía. De hecho, son los gases de traza los que son importantes en el calentamiento de la Tierra y de su atmósfera.

Calentamiento desigual

El aporte solar se concentra en las latitudes tropicales y disminuye hacia las regiones polares. Además, los rayos solares que inciden sobre las latitudes altas recorren un camino más largo a través de la atmósfera que los de latitudes más bajas. Este calentamiento desigual genera una gran variabilidad climática en todo el mundo.

El efecto invernadero

La mayor parte de la energía solar que llega a la cima de la atmósfera, la atraviesa y calienta la tierra. La tierra recibe parte de esta luz solar como radiación de onda corta e irradia energía como radiación de onda larga. Este proceso se llama radiación terrestre y lo veremos más adelante con un mayor detalle. Algunos gases traza de la atmósfera, como el dióxido de carbono, el metano y el vapor de agua (gases invernadero), interceptan esta radiación de longitud de onda larga y la envían de vuelta a la tierra. Esta radiación vuelve a calentar la superficie terrestre.

Como también veremos más adelante el planeta pierde calor irradiándolo hacia el espacio. Los gases invernadero absorben una cantidad significativa de la radiación que sale, que fluye desde la superficie terrestre. Estos gases se calientan y vuelven a emitir radiación en todas direcciones, entre ellas la superficie terrestre. La temperatura en la parte inferior de la atmósfera es mucho más alta de lo que sería sin este efecto de cobertura. De hecho, el efecto invernadero es vital para la vida en la tierra, ya que permite que la superficie tenga una temperatura media de unos 15 °C o superior.

Superficies brillantes y mates

Cuando la energía solar llega a la superficie de la tierra, parte de ésta es absorbida y parte es reflejada. La proporción de radiación que es reflejada depende de lo brillante que sea la superficie. Este valor se denomina albedo superficial y varía entre menos del 10% hasta más del 90% dependiendo de las superficies. En el apartado de la radiación solar veremos los distintos valores de albedo que podemos encontrar en la tierra.

2 La troposfera, el escenario de la circulación general atmosférica

(Fuente [7])

La troposfera es la capa que está en contacto con la superficie terrestre. Se extiende hasta unos 10km de altura, la temperatura en esta capa disminuye a razón de unos 6º o 7º C de media cada kilómetro. Así la temperatura en su límite superior, llamado tropopausa, llega a ser de unos -50ºC. En esta capa tienen lugar la formación de nubes y la precipitación. Entre la superficie y los 2-3 primeros kilómetros, se observan capas isotermas, en las que la temperatura se mantiene constante, Y otras en las que la temperatura aumenta con la altura, llamadas inversiones térmicas.

En la troposfera, debido a las diferencias de calentamiento y a la disminución de la temperatura con la altura, se producen movimientos de tipo convectivo, tanto verticales como horizontales. La influencia del terreno, debido a sus irregularidades y a la diferencia de energía solar recibida entre el día y la noche, es muy importante en la zona que está en contacto con la superficie terrestre, de 1 o 2 km de grosor, llamada capa fronteriza. En esta subcapa la turbulencia es también muy importante.

Dado que el aire en contacto con el ecuador se calienta más que el que se encuentra en contacto con los polos, la troposfera no es una capa uniforme, sino que es más gruesa sobre el ecuador (unos 18 km) que sobre los polos (unos 8 km), con una disminución progresiva. En esta capa es donde tendrán lugar la mayoría de procesos que permitirán la formación de los vientos monzones.



Ilustración 2. Tormenta eléctrica en la troposfera. Fuente. [27]

3 La hidrosfera

(Fuente [3])

La hidrosfera la forman todas las partes líquidas de la tierra y tiene una gran importancia climática. Esta capa incluye los océanos, mares interiores, lagos, ríos y aguas subterráneas del planeta. El componente principal de la hidrosfera son los océanos, donde se concentra el 97% del agua.

Gracias a su gran volumen de agua, asegura abundante suministro para llevar a cabo las distintas fases del ciclo hidrológico. La hidrosfera transfiere energía a la atmósfera en forma de calor latente a través de la evaporación. Pero además, al ser mucho más extensa la superficie oceánica que la continental (los océanos cubren el 71% de la superficie terrestre), recibe una buena parte de la energía solar que alcanza el suelo, la cual absorbe en proporciones importantes y transmite en profundidad, para posteriormente devolver a la atmósfera en forma de radiación de onda larga, calor sensible y calor latente. La transmisión de calor en el agua se realiza por conducción y sobre todo por corrientes de turbulencia (convección) que transportan agua verticalmente, mezclando así salinidades y temperaturas.

Según nos desplazamos hacia el fondo, el comportamiento térmico no es uniforme sino que presenta un claro gradiente que disminuye con la profundidad, podemos identificar una estructura en capas, las características de esta estructura las vemos en la ilustración 3.

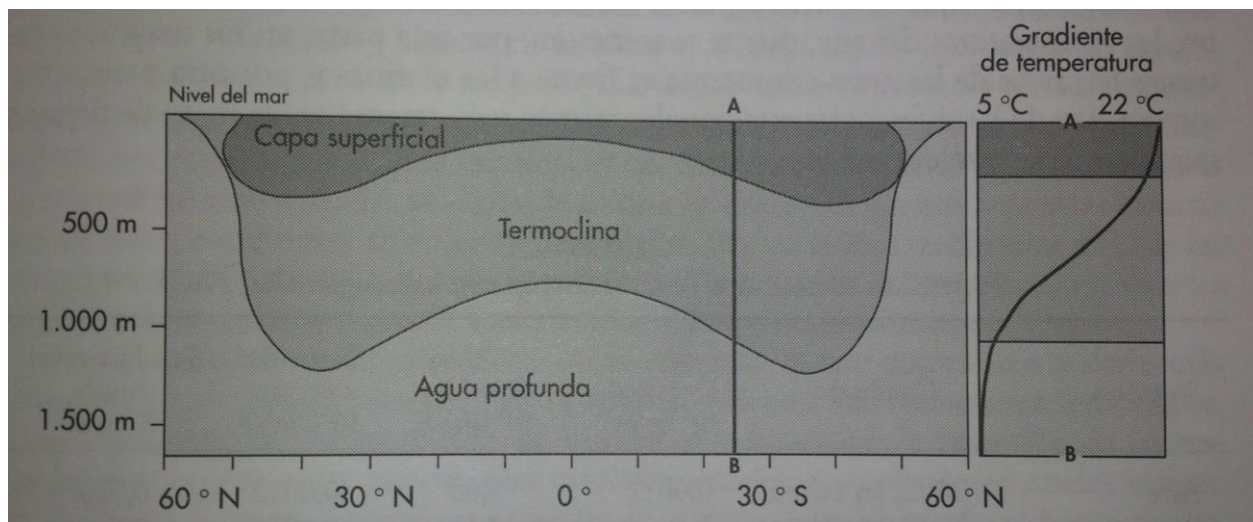


Ilustración 3. Esquema ilustrativo de la estructura térmica vertical del océano. Derecha: temperatura del océano según el corte A-B. Fuente: [3].

1. Capa superior.

Es la más cálida y con menos densidad. La capa superior es la que acusa más directamente la temperatura ambiente, por esta razón sus valores promedios anuales van desde casi 30°C en el Ecuador hasta -2°C en los polos. Es una capa muy activa, de unos 100 metros de grosor, donde la acción de las olas mezcla el aire caliente de la superficie con el agua situada por debajo, el descenso térmico que se observa a través de ella es moderado.

2. Capa termoclina.

Es la capa que se encuentra por debajo de la capa superior, en la termoclina la temperatura experimenta un rápido descenso. Suele empezar a profundidades algo más someras en las latitudes ecuatoriales y llega, por lo general, hasta los 1000 metros.

3. Agua profunda

Todo el volumen de agua que se encuentra por debajo de la termoclina se considera agua profunda. En esta capa la temperatura decrece con lentitud hasta alcanzar valores de 1º a 3º C en las grandes profundidades, donde las masas de agua presentan variaciones mínimas de temperatura.

La hidrosfera tiene una clara influencia termorreguladora sobre el clima, ya que las aguas mantienen muy bien la temperatura. La energía que se transporta hacia el fondo se reparte en un gran volumen de agua y de esta manera se almacenan grandes cantidades de calor, que el océano intercambia con la atmósfera mediante procesos de conducción térmica.

El agua tiene una elevada capacidad calorífica; esto significa que, en comparación con otros materiales, como las rocas o el suelo, tanto su calentamiento como su enfriamiento se hacen muy lentamente porque necesita mucha energía para incrementar su temperatura o pierde mucha energía para reducirla. Estas diferencias de comportamiento entre la tierra y el mar dan lugar a los fenómenos de continentalidad y oceanidad, con los que se expresan las influencias de ambos medios sobre las temperaturas del aire. Estas diferencias de comportamiento se manifiestan en los contrastes térmicos de las áreas continentales frente a las marinas. Estos contrastes térmicos son los causantes de fenómenos como los monzones, las brisas marinas y otros fenómenos meteorológicos. En la siguiente ilustración podemos ver las propiedades térmicas del agua, el suelo y otras sustancias.

Sustancia	Condición	Densidad 10 ³ kg/m ³	Calor específico 10 ³ J/kg/K	Capacidad calorífica 10 ⁶ J/m ³ /K	Conductividad térmica W/m/K
Aire	20°C, en calma	0,0012	1,00	0,0012	0,026
Agua	20°C, en calma	1	4,19	4,19	0,58
Hielo	0°C, puro	0,92	2,10	1,93	2,24
Nieve	fresca	0,10	2,09	0,21	0,08
Suelo arenoso	seco	1,60	0,80	1,28	0,30
(poros: 40 %)	saturado	2	1,48	2,98	2,20
Suelo arcilloso	seco	1,60	0,89	1,42	0,25
(poros: 40 %)	saturado	2,00	1,55	3,10	1,58

Ilustración 4. Propiedades térmicas de distintas sustancias naturales. Fuente: [3].

4 Mecanismos de transferencia de energía

(Fuente [7])

La energía tiene tres mecanismos distintos para transferirse de un lugar a otro. El mecanismo de radiación transfiere energía a través de cualquier medio por ondas electromagnéticas, la convección mediante corrientes dentro de un fluido y la conducción transmite la energía de un cuerpo a otro a través del contacto físico.

Transferencia por radiación

Todos los cuerpos que tienen una temperatura superior a -273°C emiten radiación. La cantidad de energía emitida depende de la temperatura del cuerpo. La radiación es el único mecanismo que no necesita un medio para transferir la energía. Todo el calor que la Tierra recibe del sol viaja a través del espacio en forma de radiación. Esta radiación es el motor de la meteorología terrestre. La tierra y su atmósfera emiten radiación infrarroja de longitud de onda larga hacia el espacio

Transferencia por convección

La convección es el proceso de transferencia de calor que se da dentro de un fluido y está producido por el movimiento del mismo fluido. Es un mecanismo de transferencia de energía muy importante en la atmósfera, los océanos y en el interior de la Tierra.

Cuando la radiación solar ha calentado la superficie terrestre, el calor puede ser absorbido por el suelo o puede ser transportado hacia la atmósfera como una columna de aire caliente que asciende desde la superficie, estas columnas se conocen como térmicas. Estas columnas de aire suben hasta la troposfera y se enfrían durante el desplazamiento. La convección no sólo transporta calor al aire a través de estas columnas de aire caliente, sino también a través del proceso de evaporación. Cuando el sol calienta la Tierra, se evapora la humedad superficial. Las moléculas de agua con más energía cinética se convierten en vapor de agua y este vapor enfría la superficie. Este vapor de agua asciende con las térmicas. El aire se enfría hasta que alcanza una temperatura en la que el vapor de agua empieza a condensarse; las moléculas de agua con menor energía pasan a estado líquido y calientan el aire. Esta condensación provoca la formación de nubes. Si el aire no se enfría lo suficiente para condensar, la térmica no formará nubes.

Transferencia por conducción

La conducción es el mecanismo de transferencia de energía que se realiza por contacto físico. Es el menos importante para la atmósfera y el tiempo, ya que el aire es muy mal conductor. Sin embargo, parte de la energía solar que ha recibido la superficie terrestre se transfiere por conducción a la capa más baja de la atmósfera.

5 Radiación térmica

(Fuente [26])

La radiación térmica la emiten los cuerpos en forma de ondas electromagnéticas debido a su temperatura. Todos los cuerpos con temperaturas que estén por encima del cero absoluto¹ emiten radiación. Las ondas electromagnéticas viajan en el vacío y no hace falta ningún tipo de medio para que exista la radiación.

La radiación térmica sólo es visible para el ojo humano en forma de luz, y corresponde a la franja pequeña de longitudes de onda que va de 0,4 a 0,8 micrómetros. Para que un cuerpo emita radiación que pueda ser visible ha de estar muy caliente, con temperaturas de más de 600 ° C. La tierra y las nubes absorben parte de la radiación que les llega del sol; en consecuencia, se calientan y también radian. La radiación que emite el sol corresponde a la a la franja del espectro de longitudes de onda cortas, $\lambda < 4 \mu\text{m}$, se le llama radiación solar o radiación de onda corta. Por otra parte, la radiación que emite la tierra, mucho más fría, corresponde a la franja de longitudes de onda largas, $\lambda > 4 \mu\text{m}$, y se llama radiación terrestre o radiación de onda larga.

El balance de radiación del sistema Tierra-atmósfera se obtiene de la diferencia entre la radiación solar recibida y la emitida por el sistema. De hecho, este balance es nulo, es decir, la fracción de energía solar absorbida por la Tierra es igual, anualmente, a la energía emitida por ésta y el sistema no se calienta ni se enfría.

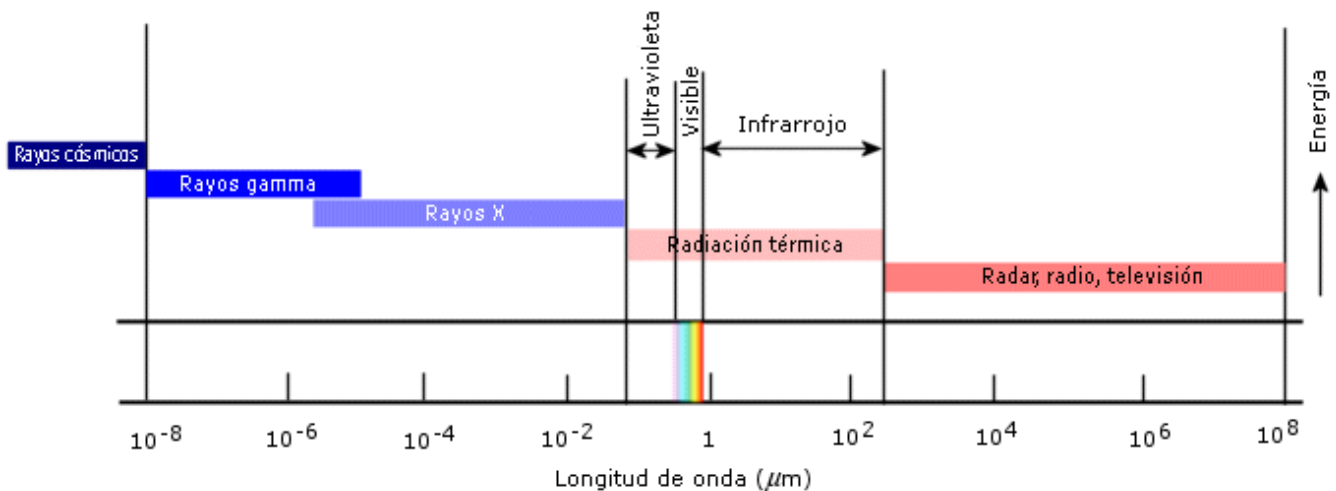


Ilustración 5. Rango, en longitud de onda, de la radiación térmica comparada con la radiación emitida por otros medios. Fuente [26]

¹ Cero absoluto: El cero absoluto es la temperatura más baja posible. De manera aproximada el cero absoluto son -273,15 ° C.

6 La radiación solar

(Fuente [1]; [3])

El sol es una masa de materia gaseosa caliente que irradia energía a una temperatura de unos 6000°C. La distancia que separa el sol de la tierra es de 149.490 km. La radiación que emite el sol cubre todo el espectro electromagnético. La mayor parte de la radiación solar emitida corresponde a las longitudes de onda entre 0,1-2,0 μm que van desde el infrarrojo hasta el ultravioleta. Aproximadamente el 9 % corresponde al ultravioleta ($\lambda < 0,4 \mu\text{m}$), el 49% al visible ($0,4 < \lambda < 0,8 \mu\text{m}$) y el 42% al infrarrojo ($\lambda > 0,8 \mu\text{m}$).

A la cima de la atmósfera llegan 1.94 calorías por centímetro cuadrado cada minuto, pero sólo una parte de esta energía alcanza la superficie terrestre. Esta radiación se denomina constante solar. Una parte de la radiación que llega la reflejan la atmósfera, las nubes y la misma superficie terrestre hacia el espacio. Se denomina albedo α al porcentaje de la radiación solar reflejada por una superficie. El albedo planetario de la tierra aumenta con la latitud y varía estacionalmente. Su valor medio es $\alpha = 31\%$. El albedo medio de las nubes oscila entre el 50 y el 60 %, dependiendo del tipo y del grosor.

Tabla 1. Albedo (en %) de diferentes tipos de superficies.[1]

Mar en calma	2-5
Mar agitado	2-10
Selva ecuatorial	5-15
Bosque boreal en verano	10-20
Prados y campos	15-20
Sabana tropical seca	20-25
Arena seca	25-30
Nieve nueva	50-70
Nieve vieja	80-90

Una fracción importante de radiación solar la absorben los gases atmosféricos, sobre todo la radiación de longitud de onda más pequeña. El resultado de estos procesos es que la radiación que finalmente alcanza la superficie terrestre se reduce o atenúa en una fracción importante respecto a la que llega a la cima de la atmósfera. Los principales gases atmosféricos responsables de la absorción de la radiación solar son:

- En la franja de longitudes de onda pequeñas (por debajo de lo visible): ozono, oxígeno, nitrógeno y óxido de nitrógeno.
- Para las longitudes de onda más grandes (visible e infrarrojo): ozono, vapor de agua, dióxido de carbono y metano.

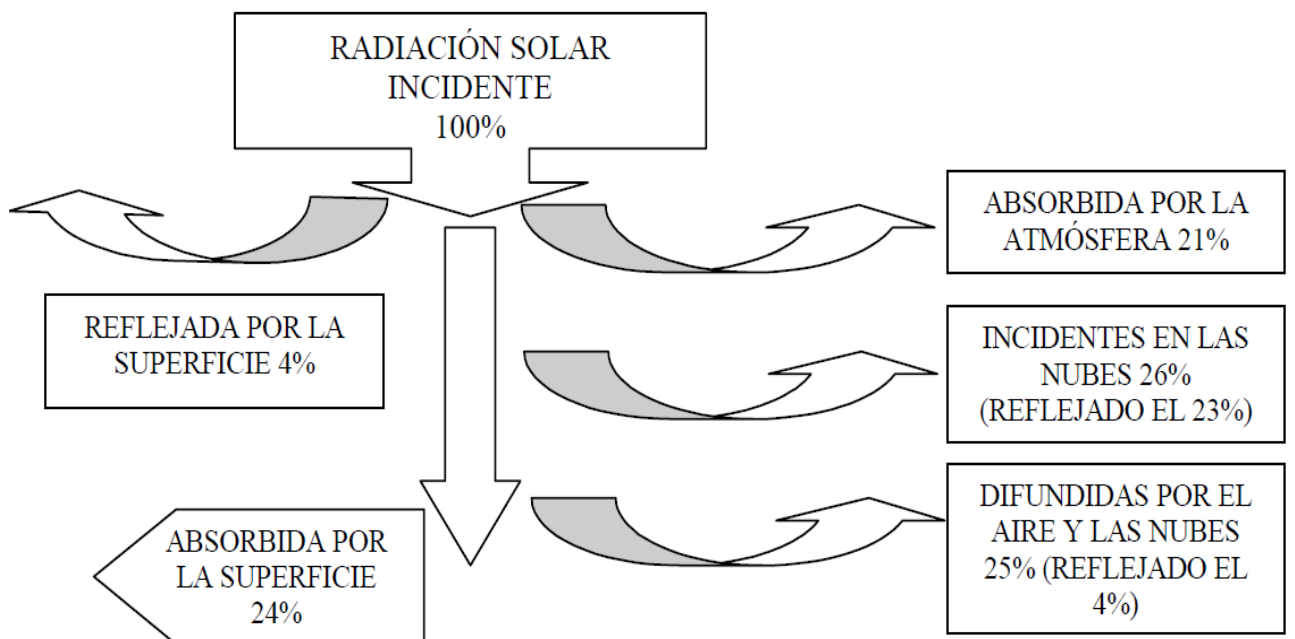


Ilustración 6. Distribución de la radiación solar sobre la tierra.[2]

7 La radiación terrestre

(Fuente [1])

La atmosfera y la superficie terrestre se calientan gracias a la radiación solar que reciben. Estas superficies emiten energía debido a la temperatura que alcanzan. Este proceso lo describe la ley de Stefan-Boltzman.

La ley de Stefan-Boltzman establece que el poder emisor de un cuerpo negro ² E_b , está dado por:

$$E_b = \sigma * T^4$$

Donde σ es la constante de Boltzman y T es la temperatura absoluta del cuerpo negro.

La tierra y la atmósfera, mucho más frías que el sol, emiten radiación térmica en la franja del infrarrojo entre 4 - 60 μm , con un máximo cerca de los 10 μm . Dado que el planeta está en equilibrio radiativo, la radiación solar que absorbe en onda corta ha de ser igual a la que emite en onda larga al espacio exterior.

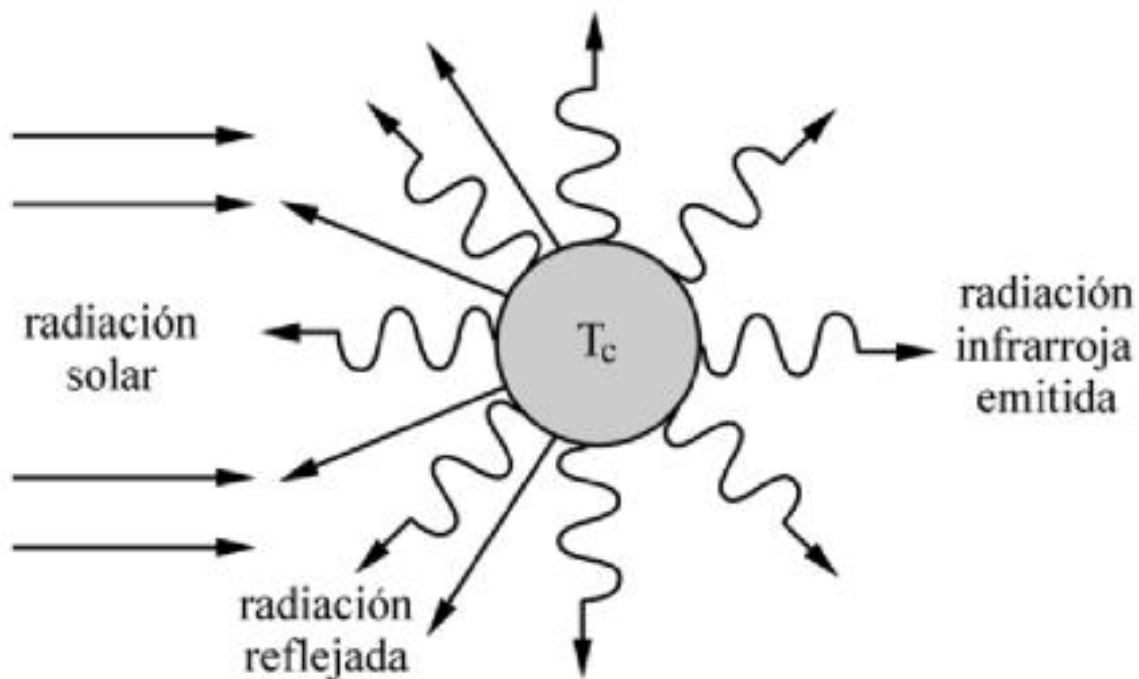


Ilustración 7. Equilibrio radiativo en la tierra.[1]

² Cuerpo negro: Un cuerpo negro es un objeto teórico ideal que absorbe toda la luz y toda la energía radiante que incide sobre él.

8 Equilibrio energético

(Fuente [1]; [2])

Para mantener su temperatura constante, la Tierra pierde hacia el espacio en radiación de onda larga la misma energía que recibe del sol en radiación de onda corta. La región ecuatorial recibe más energía que la polar y por lo tanto para mantener el equilibrio energético, las pérdidas en radiación de onda larga son mayores para el ecuador que para los polos.

La tierra intenta compensar esta diferencia energética emitiendo más energía hacia el espacio en el ecuador y menos energía en los polos, pero este proceso no es suficiente para llegar a un equilibrio. En la región ecuatorial las pérdidas son menores que las ganancias, mientras que para la región polar las ganancias son menores que las pérdidas. Dado que no se produce un calentamiento progresivo del ecuador ni un enfriamiento de los polos, esto quiere decir que existe un transporte meridional continuo de energía del ecuador a las latitudes altas, para compensar este desequilibrio. El movimiento atmosférico está muy relacionado con este transporte de energía.

El transporte de este exceso de energía de la zona ecuatorial hacia la zona polar, que es una zona deficitaria, se realiza mediante los siguientes mecanismos:

- Aproximadamente el 10% lo transportan las corrientes oceánicas a unos 35° de latitud;
- El otro 90% lo transporta la atmósfera en la troposfera en forma de calor sensible (es decir por convección, difusión molecular y difusión turbulenta), calor latente, energía potencial y energía cinética, también sobre la latitud de 35°.

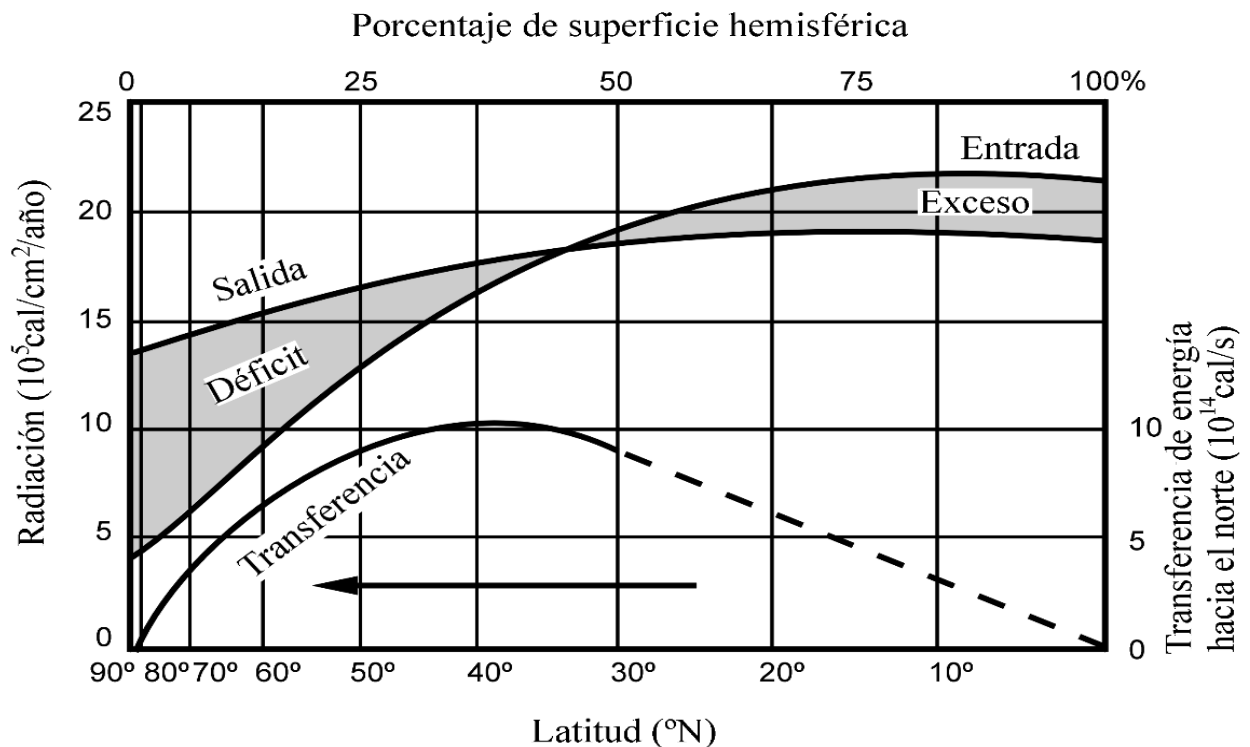


Ilustración 8. Transferencia de energía de las latitudes bajas, con exceso, hacia las altas, con déficit, para compensar el desequilibrio energético.[1]

9 Corrientes oceánicas

(Fuente [7])

Esta distribución tan distinta de la energía convierte el trópico en una fuente de energía que exporta calor por convección hacia latitudes más elevadas. Las corrientes oceánicas superficiales son impulsadas por los vientos y mueven agua caliente hacia los polos, mientras que el agua fría se mueve en la dirección opuesta. El agua más profunda sigue un patrón diferente: la circulación termohalina³; en este caso, se desplaza por variaciones en la temperatura y la salinidad del agua. Esta circulación transporta agua desde el fondo del océano Atlántico Norte, hacia el sur hasta el Atlántico Sur, y desde este punto hasta los océanos Índico y Pacífico, donde aflora para regresar al Atlántico. El agua puede tardar decenas de miles de años en completar un ciclo.

También existen patrones de transporte de calor a escala más pequeña. Gracias a las imágenes de satélite, se han identificado remolinos oceánicos cálidos en la deriva del Atlántico Norte; estos remolinos bombean calor y vapor de agua a la atmósfera en un área de unos centenares de kilómetros. El movimiento de la superficie del océano está dirigido en buena medida por los vientos superficiales permanentes, que a su vez están ligados a la distribución de los grandes centros de presión atmosférica. De este modo, la circulación oceánica se convierte en un mecanismo secundario de la circulación general, cuya acción es decisiva en el mantenimiento del balance energético de la Tierra.

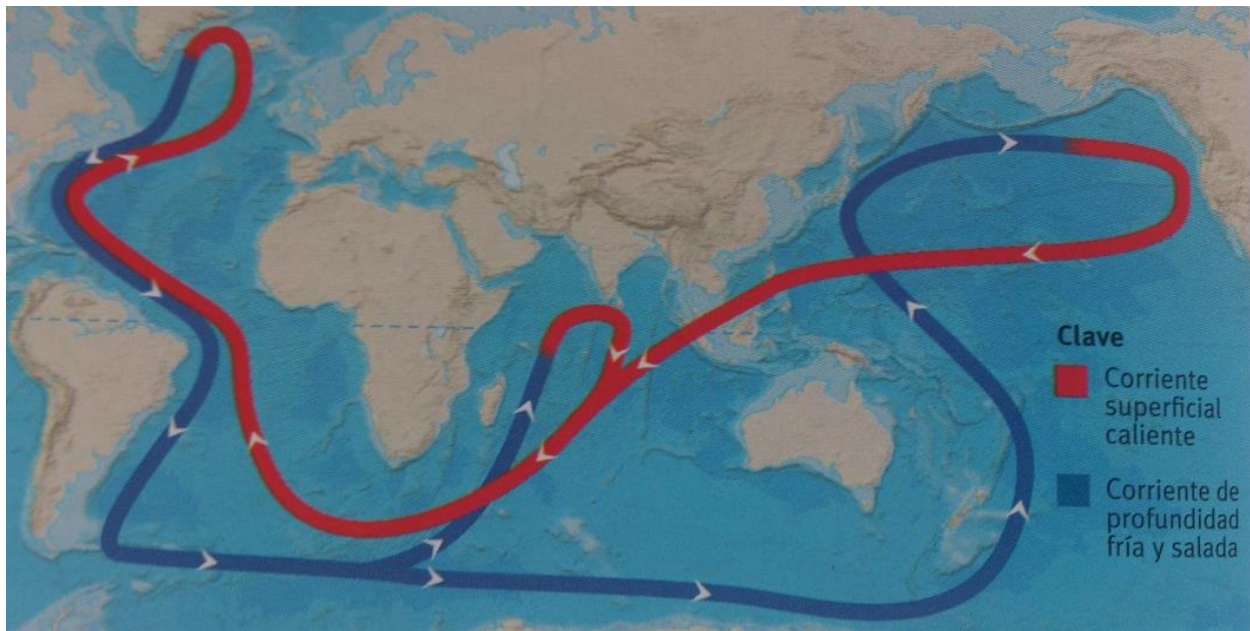


Ilustración 9. Circulación termohalina. Fuente: [7]

³ Circulación termohalina: Circulación marina que viene determinada por el efecto combinado de la temperatura del agua y de la salinidad sobre la variación de la densidad.

10 Balance energético anual

(Fuente [1]; [2])

La distribución de la radiación, en onda corta y en onda larga es fundamental para considerar el balance energético anual y entender los procesos que permiten que a lo largo de los años la temperatura de la tierra ni aumente ni disminuya, manteniendo una temperatura media prácticamente constante. Esta distribución es la que va a definir el comportamiento del sistema para distribuir y equilibrar estas entradas y salidas de energía.

Radiación de onda corta

Vamos a suponer una llegada a la cima de la atmosfera de 100 unidades arbitrarias de radiación de onda corta procedentes del Sol. Se distribuyen de la forma siguiente:

- 21 unidades son absorbidas por los gases atmosféricos:
 - 17 en la troposfera
 - 4 en la estratosfera

- 26 unidades inciden en nubes:
 - 3 son absorbidas
 - 23 son reflejadas

- 25 unidades son difundidas por las moléculas de aire y las nubes (la luminosidad del cielo es debida a esta difusión):
 - 21 llegan al suelo y son absorbidas por éste
 - 4 son reflejadas al espacio exterior

- 28 llegan al suelo directamente:
 - 24 son absorbidas
 - 4 son reflejadas

*La reflexión resulta ser del 31%. Vemos también que la superficie terrestre absorbe un 45 % de la radiación que llega a la cima de la atmósfera, que realmente son unas $2 \text{ cal}/(\text{cm}^2 * \text{min})$.*

Radiación de onda larga

- Se estima que el suelo emite por radiación 113 unidades debido a su temperatura. El hecho de que emita más unidades de las que absorbe en onda corta del Sol es porque también absorbe radiación proveniente de la atmósfera. Veamos cómo se reparten estas 113 unidades:
 - 6 salen directamente al espacio exterior a través de la ventana atmosférica
 - 107 son absorbidas en la atmósfera
- Además, hay un flujo de energía del suelo a la atmósfera, debido a la evaporación del agua, en forma de calor latente y también por conducción turbulenta desde el suelo. El suelo emite en total 113 unidades debido a su temperatura más el flujo de calor latente y el flujo turbulento. En total 142 unidades.
 - 23 de flujo de calor latente
 - 6 de flujo turbulento
- La atmósfera radia 160 unidades en onda larga:
 - 63 se pierden al espacio exterior
 - 97 son absorbidas por el suelo

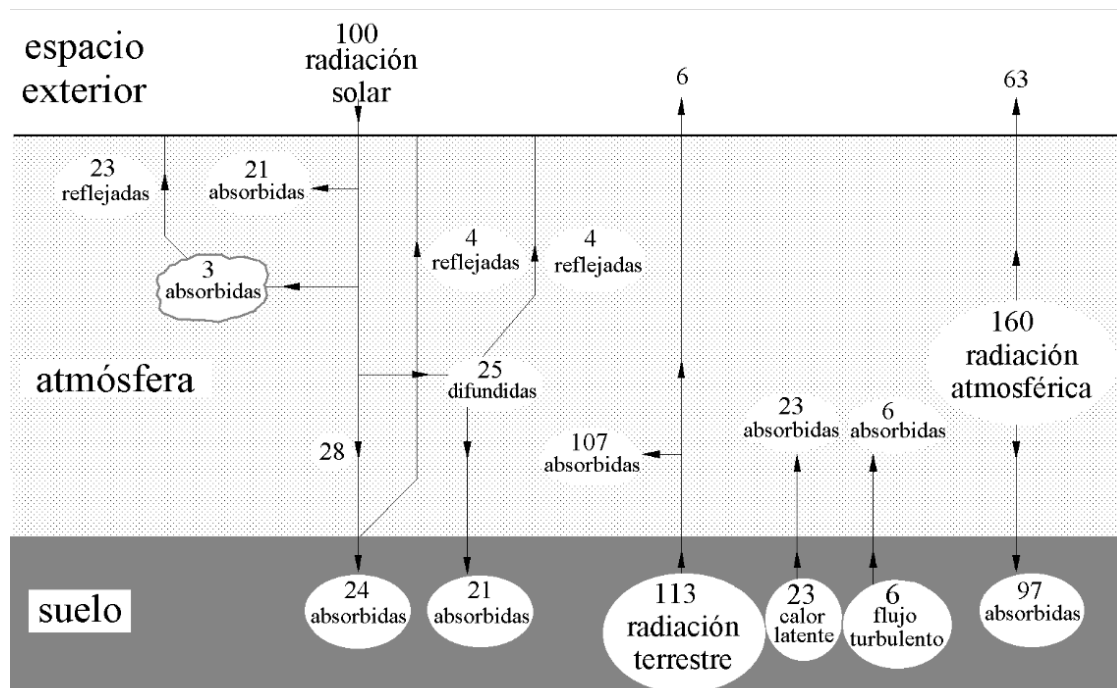


Ilustración 10. Esquema de la distribución global de radiación de onda corta y onda larga.[1]

11 Efectos de la radiación solar, en la circulación general atmosférica

La energía calorífica procedente de la radiación solar es la que genera todos los procesos meteorológicos y climáticos que se dan en la Tierra. Al llegar a la cima de la atmósfera, la radiación atraviesa el gas atmosférico sin apenas calentarlo y tiene numerosas pérdidas de energía. La radiación que absorbe la superficie terrestre, que como hemos visto es aproximadamente un 24 % eleva su temperatura y es esta superficie caliente, la que termina transmitiendo el calor al aire atmosférico que está en contacto con ella.

Así pues, es la tierra la que calienta directamente la atmósfera y no la radiación solar. Este concepto es muy importante para llegar a entender la dinámica de todos los procesos meteorológicos. Como hemos visto antes hay una descompensación entre la energía en el ecuador y los polos. Para compensar estos desequilibrios se generan mecanismos de transporte de energía entre estos dos puntos. Éste transporte meridional de energía es el que genera los fenómenos meteorológicos y atmosféricos que tienen lugar en la tierra.

12 El movimiento atmosférico

(Fuente [8])

La mayor parte de los procesos físicos que tienen lugar en nuestra atmósfera tienen la finalidad de reducir las grandes diferencias térmicas y energéticas que están provocadas por una distribución irregular de la energía, la humedad y la presión en el planeta.

La necesidad de equilibrar esta distribución irregular de energía implica la formación de fenómenos meteorológicos que la van transportando desde los sitios donde se genera un exceso hasta los lugares con déficit energético. Este transporte de energía permite que la tierra mantenga un balance energético nulo.

La transformación de la energía calorífica en energía cinética puede implicar un ascenso o un descenso del aire, pero los movimientos verticales son generalmente mucho menos evidentes que los horizontales. La velocidad de los vientos horizontales es del orden de algunos centenares de veces más grande que la de los movimientos verticales.

13 Masas de aire

(Fuente [7])

Una masa de aire es un volumen de aire que tiene una temperatura y una humedad particular. Las masas de aire se forman cuando éste aire se mantiene durante un largo período de tiempos sobre una área terrestre o marina y que puede estar caliente o fría. Son las características de esta área lo que hace que el aire se seque o se humedezca y se caliente o se enfríe. Por lo tanto podemos decir que una masa de aire puede tomar las características de temperatura y humedad de una zona concreta y mantener estas características en posteriores desplazamientos.

13.1 Dinámica de las masas de aire

Las masas de aire se definen por el área en la que se han originado. Se pueden clasificar como masas de aire continentales si tienen origen en un continente o marinas si tienen origen marino. La segunda división hace referencia a las características de temperatura y las masas de aire pueden ser árticas, antárticas, ecuatoriales, tropicales o polares, dependiendo de la región en la cual se han formado.

Las masas de aire marinas son más húmedas que las continentales, y a menudo llevan precipitación, y las masas tropicales o ecuatoriales son más cálidas que las polares o las árticas. Las masas de aire pueden llegar a cubrir millones de kilómetros cuadrados.

Cuando una masa de aire marina pasa por una cadena montañosa, puede perder gran parte de su humedad en forma de lluvia, creando una masa de aire más seca; esto hace que la vertiente de la montaña encarada a la masa de aire húmeda que llega sea más fría y húmeda; la otra vertiente es más caliente y seca porque la masa de aire ha perdido gran parte de su humedad. Cuando una masa de aire cálida pasa por encima de una corriente de agua fría, el vapor de agua se puede condensar en forma de niebla, nubes o lluvia.

13.2 Tipos de masas de aire

Continental antártica

El aire continental sobre la Antártida es una masa de aire seco y frío que sólo se encuentra en la Antártida o cerca del continente. Sus características cambian con rapidez cuando cruza el océano Antártico y llega a las zonas meridionales de América del Sur, África y Australasia como aire marítimo polar. Las temperaturas de estas masas de aire oscilan entre los -55 y -35° C con una humedad específica⁴ de 0,05 a 0,21 G/KG. Es un aire muy frío, muy seco y muy estable.

Continental ártica

Las masa de aire continental ártica tienen las mismas características que las masas de aire continental antártica, lo único que las diferencia es el lugar geográfico donde se ha originado.

Continental polar

Las extensas zonas de altas presiones de latitudes medias o altas sobre las enormes masas continentales del hemisferio Norte son la fuente de las masas de aire continentales polares. En invierno la temperatura de estas masas de aire oscila entre los -35 y -20° C. En verano las temperaturas pasan a ser de 5 a 15° C. Estas enormes bolsas de aire son frías, secas y muy estables. Son más estables en invierno que en verano. La humedad específica de este aire está entre 0,2 y 0,6 G/KG en invierno y de 4 a 9 G/KG en verano.

Marítima ártica

El aire se vuelve frío y seco tras estancarse sobre el helado casquete ártico. Esta situación produce condiciones muy frías en el Canadá ártico y en Siberia. Si este aire se desplaza hacia el sur por encima del mar, se calienta y puede dar lugar a nevadas.

Marítima polar

En el hemisferio Norte, el aire marítimo polar se inicia sobre Groenlandia, mientras que en el Sur se origina sobre el océano Antártico. Al principio es frío, pero se calienta y se humedece cuando se desplaza, dando lugar a días húmedos en localidades de latitudes medias. Las temperaturas en invierno oscilan entre 0 y 10° C. En verano pueden estar entre 2 y 14° C. La humedad específica de estas masas de aire está entre 3 y 8 G/KG en invierno y entre 5 y 10 G/KG en verano. Son masas de aire frescas, húmedas e inestables.

⁴ Humedad específica: La humedad específica mide la masa de agua que se encuentra en estado gaseoso en un kilogramo de aire húmedo.

Marítima tropical

Estas masas de aire calientes y húmedas fluyen en los océanos subtropicales hacia las costas occidentales de Europa y América. Al atravesar océanos fríos, pierden calor en el mar, se estabiliza el aire y da lugar a un tiempo húmedo y nuboso. Las temperaturas en estas masas de aire oscilan entre los 22 y 30° C con una humedad específica de 15 a 20 G/KG.

Continental tropical

El aire que se mueve lentamente sobre la tierra seca y cálida se transformará en una masa de aire continental tropical seco y caliente. Estas masas de aire causan las estaciones secas en regiones próximas a los desiertos tropicales y pueden provocar sequías. La temperatura de estas masas puede oscilar entre los 30 y 42° C. Tienen una humedad específica de entre 5 y 10 G/KM y son muy inestables.

Ecuatorial

Estas masas de aire húmedas se originan en los 15 ° ecuatoriales. Llevan cumulonimbos a los bosques lluviosos tropicales y a otras áreas húmedas de baja latitud que sufren frecuentes chaparrones. El aire de las masas de aire ecuatoriales converge a niveles bajos para formar una banda de convección profunda conocida como zona de convergencia intertropical. La temperatura de las masas de aire ecuatorial es bastante constante y esta aproximadamente a 27° C. La humedad específica es de aproximadamente unos 19 G/KG. Son masas cálidas, muy húmedas e inestables.

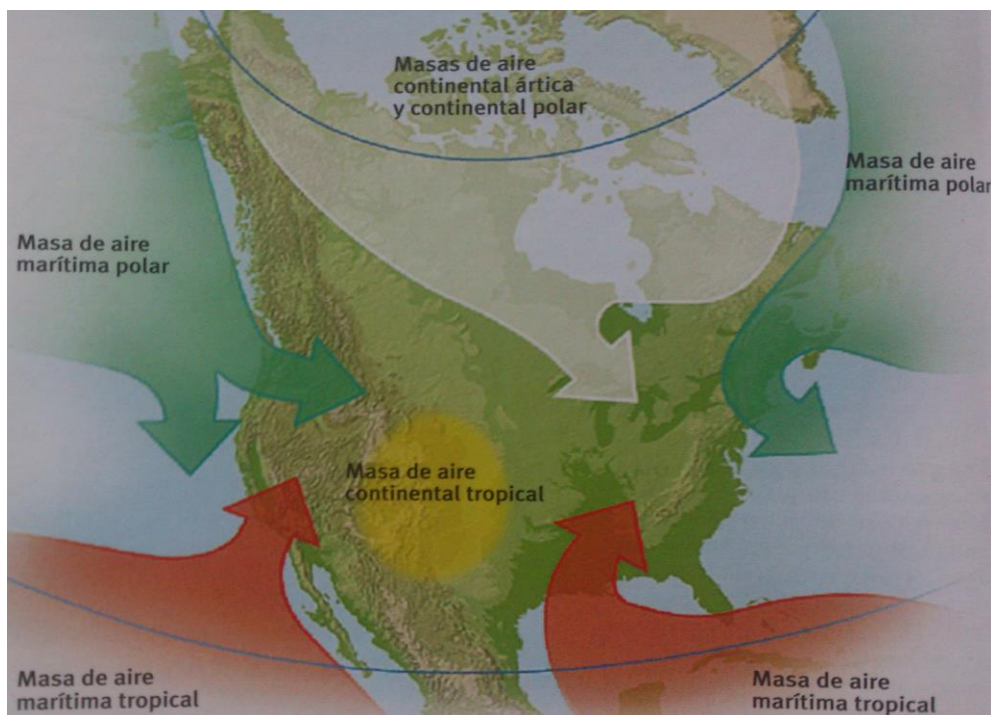


Ilustración 11. Región de Estados Unidos afectada por cinco masas de aire distintas. Fuente: [7]

14 Frentes Meteorológicos

(Fuente [3])

Los frentes son áreas en las que se encuentran dos masas de aire de diferentes temperaturas y humedades. Las masas de aire se desplazan en conjunto y se empujan unas a otras. En los límites entre las masas de aire en movimiento este aire se mezcla y se generan nubes y precipitaciones. Los frentes pueden tener una longitud de 500 a 5000 km, un ancho de 5 a 50 km y una altura de 3 a 20 km. La formación de frentes se llama frontogénesis y el proceso inverso se llama frontólisis. Existen distintos tipos de frentes.

14.1 Tipos de frentes

Frentes Cálidos

En un frente cálido el aire caliente avanza sobre el frío. El aire caliente asciende por encima del frío y forman un límite con una pendiente suave. Cuando asciende, el aire caliente se enfría y el vapor de agua condensa y forma nubes y lluvia. A unos pocos centenares de kilómetros del frente superficial, es frecuente encontrar cirros.

Al avanzar hacia el frente superficial, las nubes se vuelven más gruesas y bajas. Por regla general, la secuencia de nubes será cirrostratos, altostratos y nimbostratos, justo por delante del frente superficial. Por delante del frente superficial puede haber una banda de lluvia de unos pocos cientos de kilómetros de ancho. Detrás del frente viene un sector cálido, con aire húmedo y templado.

Frentes fríos

En un frente frío el aire frío desplaza al aire caliente en superficie. El aire frío penetra por debajo del aire caliente y forma un límite de pendiente vertical. Se caracteriza por una banda de cúmulos altos, que se forman cuando el aire frío atrapa el aire del sector cálido. Estas nubes producen breves e intensos chubascos.

Un frente frío que avanza puede crear turbulentos cúmulos que provocan intensos y a veces tormentosos chubascos. La intensa pero corta precipitación provocada por un frente frío va seguida por una caída de la temperatura y de la humedad, ya que un aire más fresco reemplaza el aire del sector cálido.

Frentes ocluidos

Los frentes fríos viajan más rápido que los frentes cálidos, de modo que un frente frío puede atrapar a uno cálido y colocarse por debajo. En estas condiciones el aire caliente desaparece progresivamente de la superficie. Este fenómeno se conoce como oclusión. Las oclusiones tienden a rodear un centro de baja presión y forman una estrecha banda de nubes gruesas que pueden dar lugar a precipitaciones intensas. El ascenso del aire cálido provoca un incremento de nubes y de lluvia. Las oclusiones pueden ser del tipo frente frío o del tipo frente caliente.

15 Nubes

(Fuente [8])

Las nubes se forman cuando el aire caliente se eleva y luego se enfría hasta alcanzar el punto de rocío. Ésta es la temperatura a la que el invisible vapor de agua que hay en el aire empieza a condensarse y a generar precipitación. El aire caliente se puede ver obligado a ascender por tres procesos distintos:

15.1 Formación de nubes

Por convección

Cuando el aire absorbe el calor del suelo, se expande y pierde densidad. En ese momento se eleva y durante este ascenso se va enfriando. En el punto en que se condensa el vapor de agua empieza la precipitación.



Ilustración 12. Formación de nubes por convección. Fuente: [8]

Obstáculo físico

Cuando el aire en movimiento se topa con colinas o montañas, se ve obligado a ascender. Este aire se enfría y se produce la formación de nubes.

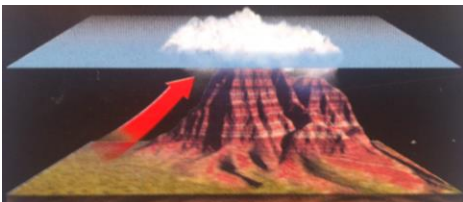


Ilustración 13. Formación de nubes por obstáculo físico. Fuente: [8]

Sistema frontal

Cuando una masa de aire frío y otra de aire caliente chocan, ésta se eleva por encima de la fría, que es más densa. Las nubes se forman cuando el aire caliente se enfría.

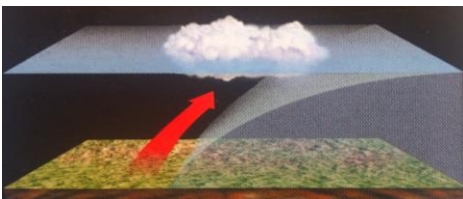


Ilustración 14. Formación de nubes por sistema frontal. Fuente: [8]

15.2 Tipos de nubes

Cirros

Son las nubes que surcan el cielo en jirones debido a los vientos constantes de las alturas. Están por encima de los 5000 m.



Ilustración 15. Cirros. Fuente: [8]

Cirrocúmulo

Son ondulaciones veteadas de nubes altas formadas por diminutos cristales de hielo. A veces estas nubes parecen copos y están situadas por encima de los 5000 m.



Ilustración 16. Cirrocúmulo. Fuente: [8]

Altocúmulo

Son nubes medias que forman capas u ondulaciones con una estructura serrada. A menudo se aprecian con claridad distintas franjas de nubes. Están situados entre 2500 y 5000 m de altitud.



Ilustración 17. Altocúmulo. Fuente: [8]

Cumulonimbos

Están situados entre los 600 y los 20.000 m de altitud. Son nubes amontonadas con una base baja que crecen hasta gran altura, sobre todo en los trópicos. Bajo ellas, el cielo está oscuro y provocan fuertes lluvias y tormentas eléctricas.



Ilustración 18. Cumulonimbos. Fuente: [8]

Cúmulos

Son nubes gruesas y esponjosas con la base más plana y la parte superior en forma de coliflor. Estas nubes dispersas suelen verse en verano, cuando hace buen tiempo, pero pueden agruparse y formar masas mayores. Se encuentran entre 600 y 1200 m de altitud.



Ilustración 19. Cúmulos. Fuente: [8]

Estratocúmulos

Nubes bajas, grises o blancas, de aspecto blando. Forman masas redondeadas, que pueden unirse en una capa densa que produce lloviznas. Se encuentran entre 600 y 1800 m de altitud.



Ilustración 20. Estratocúmulos. Fuente: [8]

16 Dinámica atmosférica

(Fuente [1]; [9])

Las fuerzas que actúan sobre un volumen V de aire de densidad ρ en el seno de la atmósfera son:

- La fuerza de gravedad
- La fuerza del gradiente de presión
- La fuerza de rozamiento
- La fuerza de Coriolis

De estas fuerzas, las que actúan en el eje vertical son la de la gravedad y la componente vertical del gradiente de presión o fuerza bórica. Se trata de dos fuerzas que tienen sentidos opuestos y que tienden a compensarse mutuamente.

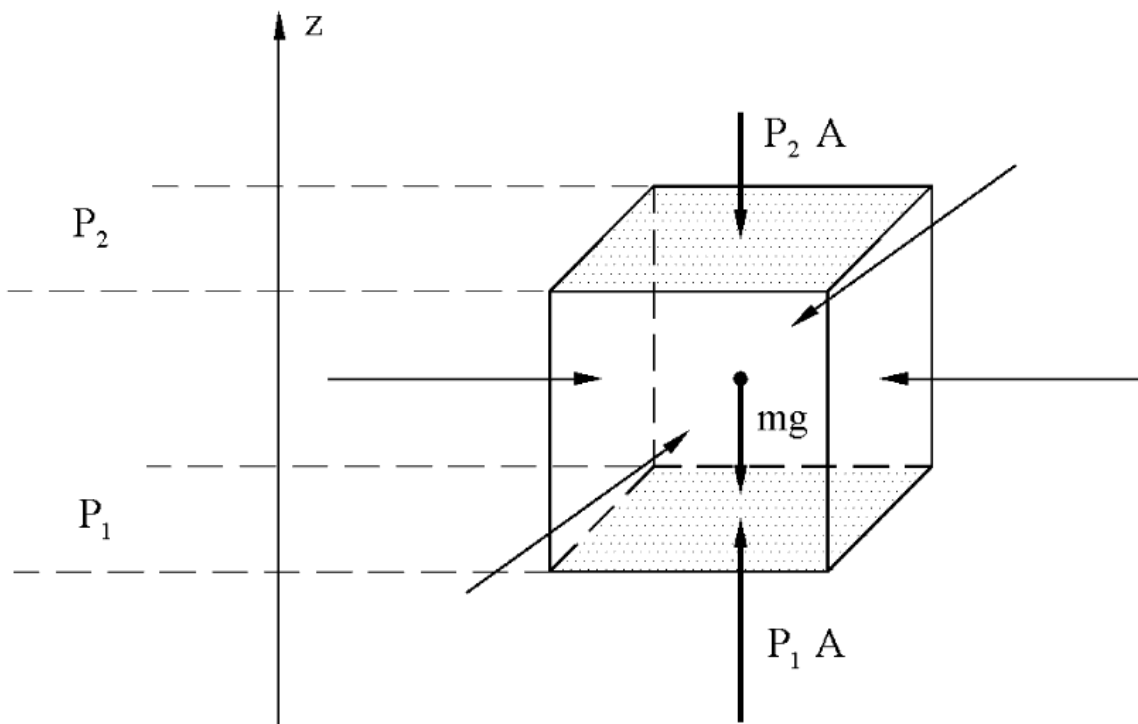


Ilustración 21. Diagrama de fuerzas que actúan sobre un cuerpo de masa M . [1]

16.1 El movimiento vertical del aire

Si consideramos, dentro del fluido atmosférico, una columna de aire de base A, las fuerzas horizontales se compensan entre sí, mientras que en la vertical la diferencia de presiones entre las dos alturas P_1 y P_2 , con $P_1 > P_2$ determina la aparición de una fuerza vertical hacia arriba que compensa el peso del volumen. Las superficies isobáricas, superficies de igual presión, son planos horizontales en los que se mantiene este equilibrio.

La fuerza de la gravedad crea y mantiene el gradiente vertical de presión. Cuando el equilibrio entre las dos fuerzas que componen esta estructura se rompe, se producen movimientos acelerados de ascenso o descenso del volumen de aire. Eso puede pasar cuando un cierto volumen de aire tiene una densidad diferente a la del entorno. Estos movimientos son los movimientos verticales de las masas de aire.

Como veremos en la siguiente ilustración, el aporte o la pérdida de aire en las proximidades de la superficie tienen que estar compensados por el movimiento vertical del aire. En las borrascas el aire se eleva y en los anticiclones desciende. Estos movimientos provocan convergencia o divergencia, respectivamente, en la parte superior de la troposfera. Es evidente que en la troposfera media debe existir un nivel en que la divergencia y convergencia horizontales sean nulas. Este nivel medio se encuentra generalmente a unos 600 Mb.

El movimiento vertical a gran escala es mucho más lento que otros movimientos verticales que se dan en la atmósfera. Las velocidades típicas en las grandes borrascas y anticiclones son del orden de 5 a 10 cm/s, mientras que las de las ráfagas ascendentes en los cúmulos pueden ser superiores a 10 m/s.

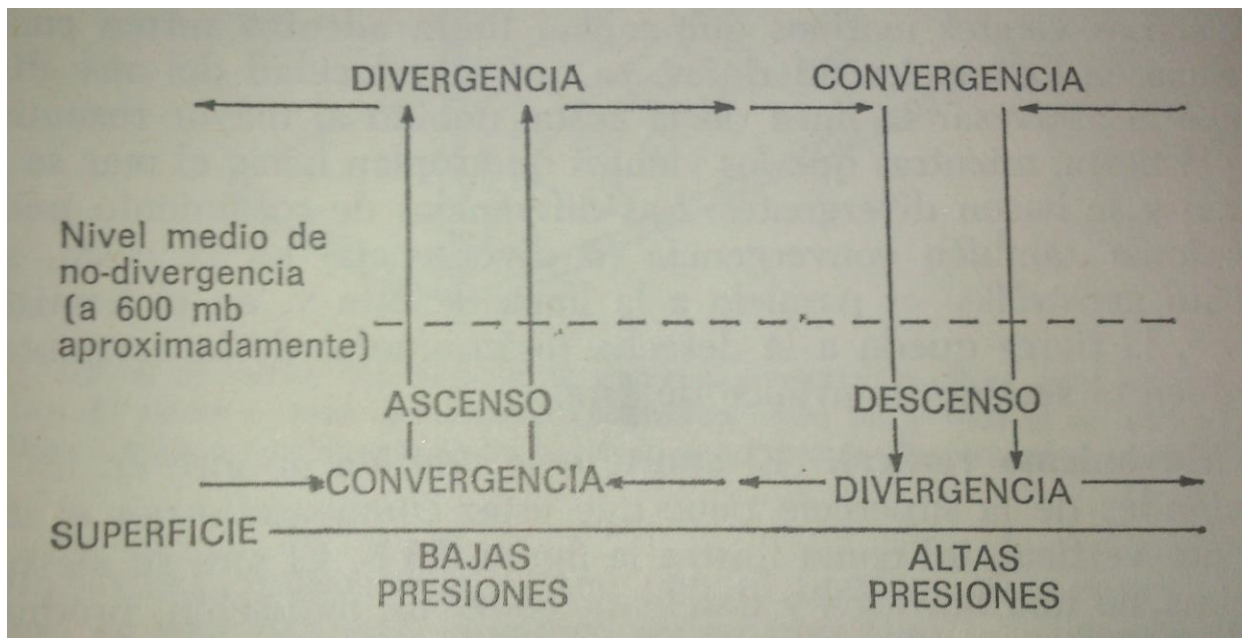


Ilustración 22. Configuraciones del movimiento vertical asociado a divergencia y convergencia de masas en la troposfera. Fuente: [9]

16.2 El movimiento horizontal del aire

Las fuerzas que actúan en el plano horizontal son las siguientes:

- Gradiente horizontal de presión.
- Fuerza de Coriolis
- Fuerza de rozamiento

Estas fuerzas dan lugar al movimiento horizontal del aire, que nosotros conocemos como viento.

16.3 El gradiente horizontal de presión

El gradiente horizontal de presión está generado por las fuerzas que actúan en el plano horizontal. La formación de un gradiente horizontal de presión representa un estado de desequilibrio en un momento dado que implica un movimiento horizontal acelerado del aire y es este movimiento acelerado del aire lo que conocemos como viento.

Esta diferencia de presiones se puede dar por causas mecánicas (por convergencia o divergencia locales del aire) o por causas térmicas (por la expansión o la compresión del aire sobre una cierta zona de la superficie que ha experimentado un calentamiento o que se está enfriando). Los gradientes horizontales son capaces de mantenerse en el tiempo en un estado de equilibrio dinámico.

Las masas de aire se desplazan siempre de las zonas de mayor presión a las zonas de menor presión.

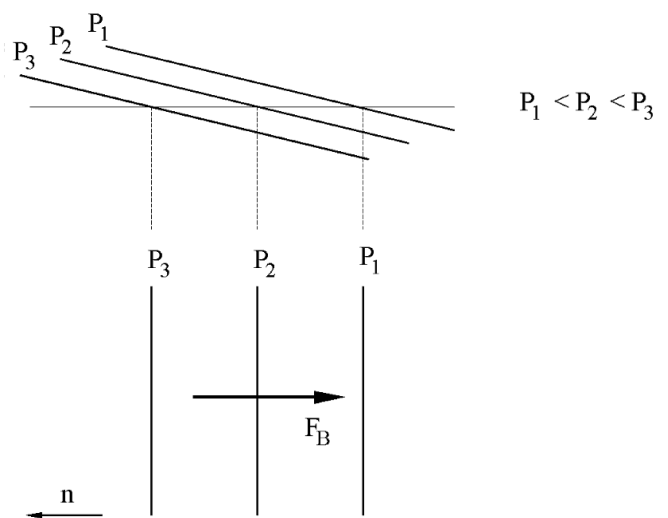


Ilustración 23. La fuerza del gradiente horizontal de presión.[1]

Tenemos dos principios generales:

1. El viento va siempre de los anticiclones a las borrascas
2. Su velocidad se calcula en función de lo juntas o separadas que estén las isobaras en el mapa.

A mayor proximidad entre las isobaras, más fuerza tendrá el viento o mayor será el gradiente de presión. Cuando más separadas, menor gradiente y menor viento.

16.4 La fuerza de Coriolis

Cuando se observa el movimiento del aire desde la Tierra, parece como si además de las fuerzas que hemos estado analizando, estuviera actuando alguna otra. Esta otra fuerza es la fuerza de Coriolis y es una fuerza de inercia, cuyos efectos aparecen por el hecho de que el movimiento de las masas de aire se observa desde la superficie de la Tierra en rotación. Esta fuerza se manifiesta desviando la dirección del aire, de manera que, para un observador situado en la Tierra, produce una desviación de la trayectoria hacia la derecha, en el hemisferio norte, y hacia la izquierda, en el sur.

Como se trata de una fuerza normal al movimiento, sólo afecta a la dirección del viento y no a su velocidad.

El módulo de esta fuerza es:

$$F = 2\Omega V \sin \varphi$$

Donde Ω es la velocidad de rotación terrestre, $7.29 \cdot 10^{-5}$ rad/s, V la velocidad de la masa de aire y φ el ángulo que forman los vectores $\vec{\Omega}$ y \vec{V} .

En el caso del movimiento horizontal del aire, el ángulo φ coincide con la latitud terrestre. En este caso la F se denomina *parámetro de coriolis*.

La magnitud de la fuerza de Coriolis es directamente proporcional a la velocidad horizontal del aire y al seno de la latitud. En consecuencia, este efecto es máximo en los polos, disminuye al decrecer la latitud y es nulo en el ecuador.

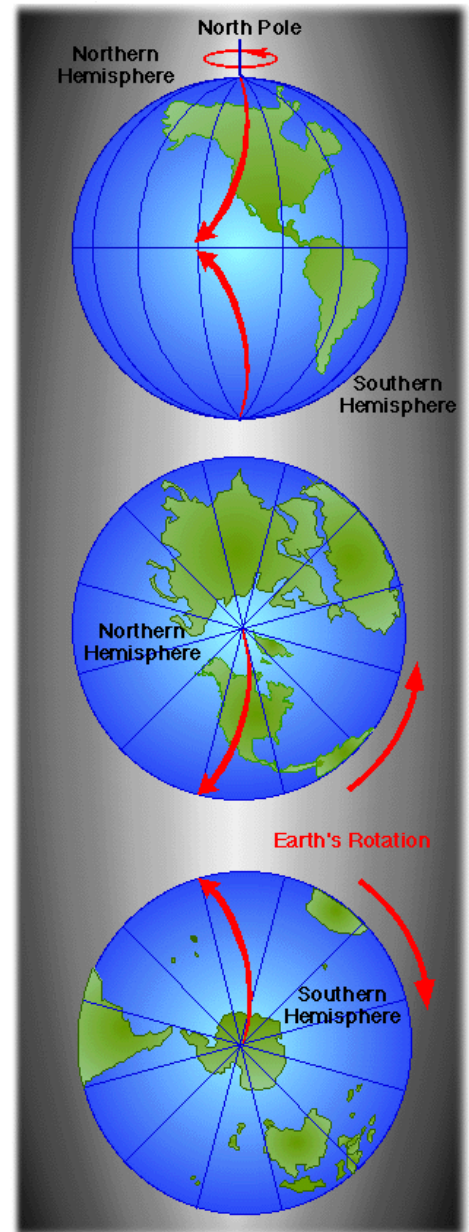


Ilustración 24. Efecto Coriolis.[10]

16.5 La fuerza de rozamiento

En las capas bajas de la atmósfera, la circulación del aire se ve sometida a la fuerza de rozamiento que se genera con la fricción del aire con la superficie terrestre. Este rozamiento, sobre todo en zonas continentales con relieve accidentado y fuerte rugosidad se incrementa.

Si tenemos en cuenta que la fuerza desviadora de Coriolis se originaba precisamente porque el movimiento de la superficie terrestre era independiente del movimiento del viento, podemos entender que el efecto fundamental de la fuerza de rozamiento terrestre sea la debilitación de la fuerza de Coriolis.

En las capas bajas de la atmósfera, cuando existe rozamiento, el aire está parcialmente adherido a la superficie, con lo cual, si ésta gira alrededor de la propia vertical, el aire que está en contacto con la superficie terrestre se verá arrastrado por ese movimiento.

La fuerza de rozamiento terrestre, además de ralentizar el viento, debilitará el efecto de la fuerza de Coriolis. Cuando compongamos las tres fuerzas que actúan sobre el aire, el viento fluirá oblicuo a las isobaras. En la siguiente ilustración podemos ver como la combinación de la fuerza del gradiente horizontal de presión y la fuerza de rozamiento da lugar a una fuerza resultante. La fuerza de Coriolis se opone a esta fuerza resultante y se determina entre las dos la dirección final del viento.

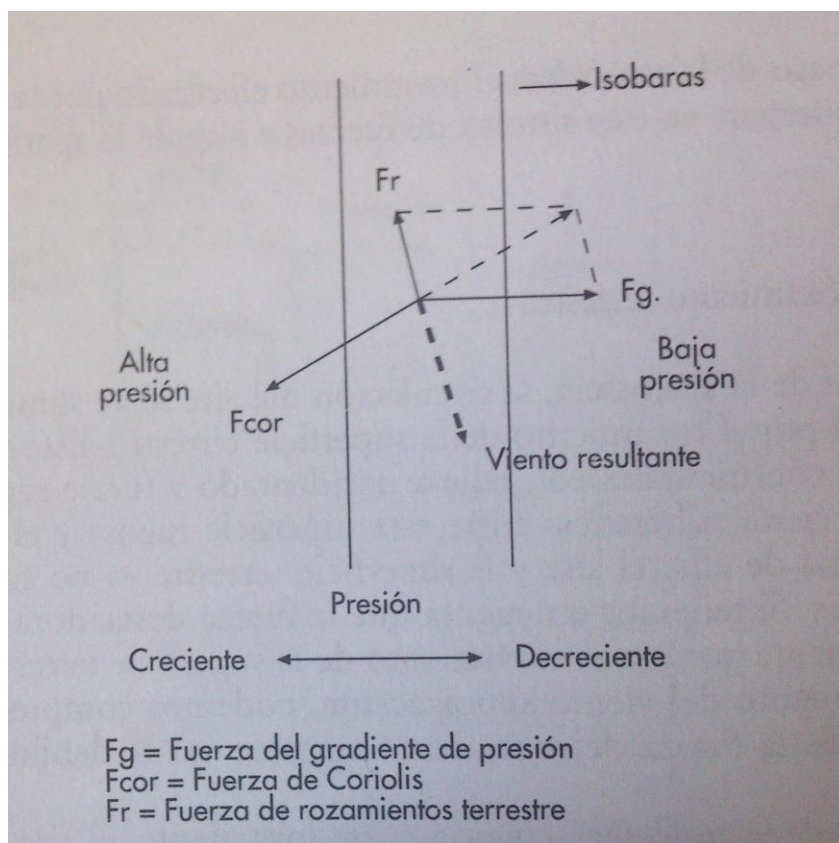


Ilustración 25. Fuerzas que intervienen en la dirección del viento. Fuente: [1]

16.6 El viento geostrófico

El movimiento horizontal del aire más simple es el que se produce cuando la fuerza del gradiente de presión se equilibra con la fuerza producida por el efecto Coriolis, que actúa en la misma dirección y en sentido opuesto.

En este caso consideramos la fuerza de rozamiento como nula. El viento toma una dirección aproximadamente perpendicular al gradiente de presión y, siguiendo el movimiento del aire, los núcleos de altas presiones quedan a la derecha y los de bajas presiones a la izquierda, en el hemisferio norte.

Se considera que a una altura aproximada de 500 m sobre el nivel del mar desaparece el efecto de rozamiento, y a partir de ese nivel, se puede admitir el equilibrio geostrófico.

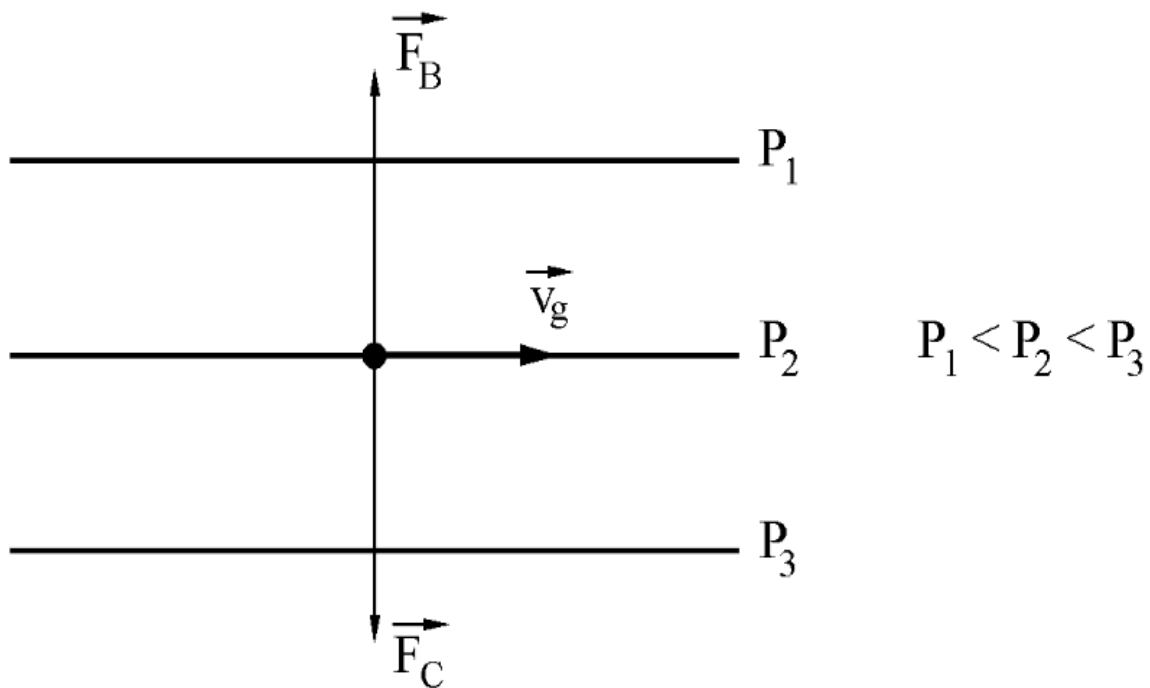


Ilustración 26. Fuerzas que intervienen en el viento geostrófico. [1]

17 Circulación general atmosférica

(Fuente [5])

La circulación general atmosférica es la circulación de las masas de aire, que se genera para compensar las diferencias energéticas del planeta. Hemos visto una serie de procesos y mecanismos que se generan para mantener un cierto equilibrio energético. Los vientos y presiones son magnitudes muy fluctuantes, pero dentro de esas fluctuaciones se puede encontrar una cierta regularidad, una pauta que es la que caracteriza el comportamiento habitual.

A través de mapas que cartografíen la distribución de las presiones y vientos medios sobre la superficie terrestre podremos analizar el comportamiento habitual de la presión y el viento en nuestro planeta. La circulación general atmosférica tiene un papel fundamental en el sistema climático mundial.

17.1 Los vientos alisios. La primera pista de la circulación general atmosférica

En los primeros años del siglo XIII se utilizaba el poder de la razón para abordar, entender y resolver, los problemas de todo tipo que preocupaban al hombre. En el ámbito científico, la razón sería el instrumento que permitiría desvelar las leyes de la naturaleza. Este método no condujo a ningún descubrimiento significativo en meteorología. En meteorología la observación fue la clave para entender cómo funcionaban los vientos en los océanos y los distintos fenómenos atmosféricos. Los primeros elementos de la circulación general atmosférica que se descubrieron fueron los vientos alisios.

Desde el renacimiento, marinos Ibéricos fueron descubriendo nuevas rutas al oriente y nuevas tierras de occidente que explotar. Los navegantes traían noticias acerca de vientos que en ciertas regiones son dominantes y no tienen competencia de los vientos contrarios.

Todas estas observaciones y los progresos en la neumática⁵ en el s. XVII influyeron en las explicaciones de los alisios que se dieron en el s. XVIII.

⁵ Neumática: mecanismos que utilizan el aire como medio de transferencia de energía.

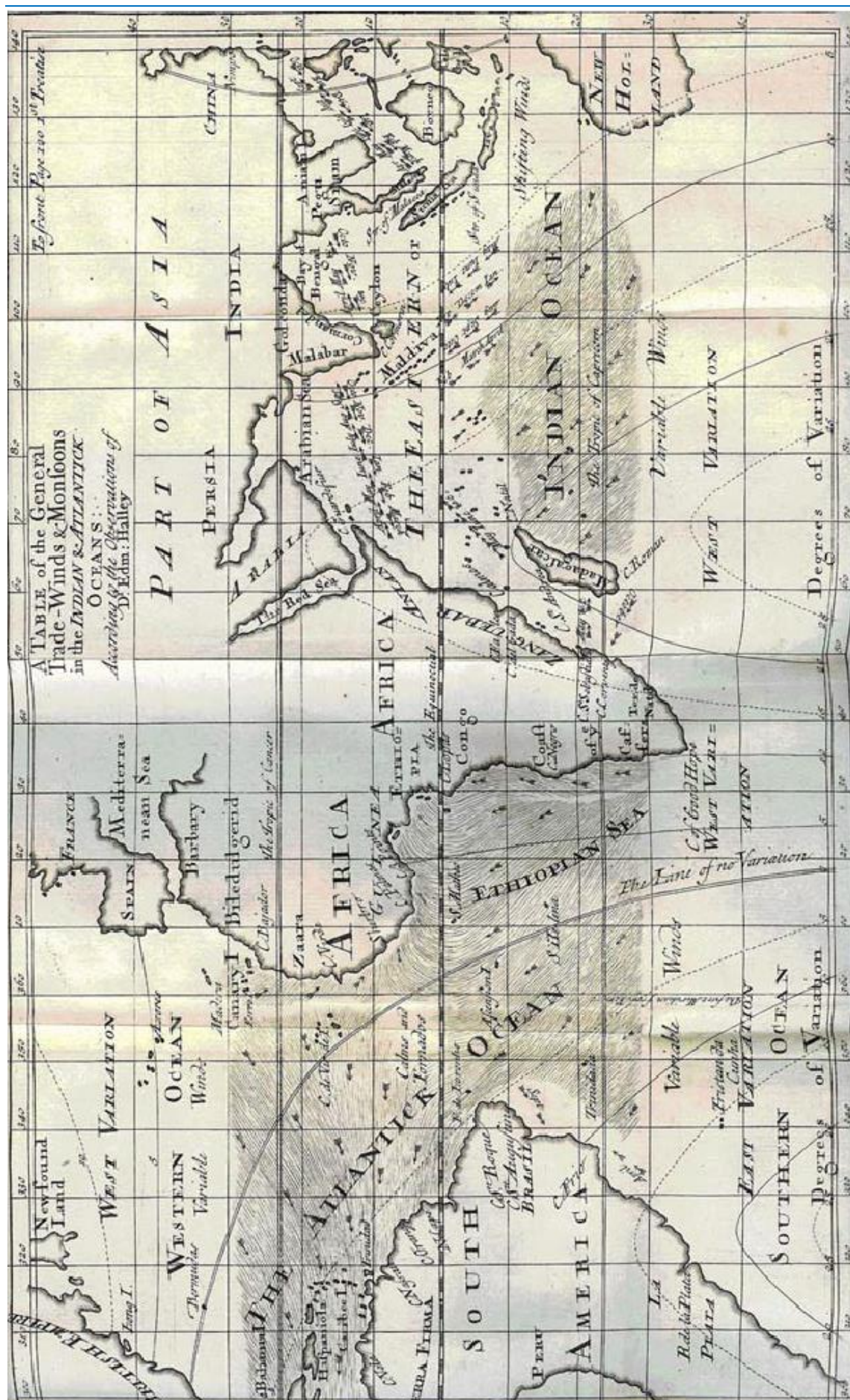


Ilustración 27. Mapa de vientos de Barlow (1715) según las observaciones de Halley.[5]

17.2 Los descubrimientos de Halley

La explicación de Halley se sitúa en un marco ya plenamente copernicano. Descubrió lo que sabía de los alisios y los monzones, basándose en observaciones propias. Estas observaciones las representó en lo que es el primer mapa de vientos.

Halley plantea seis interrogantes:

- 1) ¿Por qué estos vientos son perpetuamente del este en el Atlántico y el mar Etiópico, como también lo son en el océano pacífico, entre las latitudes de 30 grados norte y sur?*
- 2) ¿Por qué no se extienden dichos vientos más allá de los 30 grados?*
- 3) ¿Por qué ha de haber un viento constante del suroeste sobre y cerca de la costa de guinea?*
- 4) ¿Por qué, en la parte del océano índico donde los vientos, que durante la mitad del año coinciden con los de los otros dos océanos, han de cambiar durante la otra mitad, para soplar de los puntos opuestos, mientras que en las partes australes de aquel océano obedecen a la regla general de ser vientos perpetuos alrededor del sureste?*
- 5) ¿Por qué ha de ser siempre verdadero que estos vientos alisios, al norte y al sur del ecuador, se inclinan hacia el noreste y sureste, respectivamente?*
- 6) ¿Por qué en los mares de la china ha de haber semejante inclinación, del este hacia el norte, más que en otras partes?*

(Halley, 1686)

Halley expone sus ideas y pensamientos acerca de todas estas preguntas que se plantea y rechaza la propuesta que hasta el momento se había dado, que decía:

“A causa de la rotación diurna de la tierra sobre su eje, el globo girando hacia el este, las partículas sueltas y fluidos del aire, siendo sumamente ligeras, se quedan atrás, de manera que, respecto de la superficie de la tierra, se mueven hacia el oeste, ocasionando un viento constante de levante”.

(Halley, 1686)

Halley no admite esta teoría, ya que las calmas constantes, cerca del ecuador, los vientos del oeste cerca de la costa de guinea y los monzones periódicos del oeste en el mar Índico bajo el ecuador, declaran la insuficiencia de aquella hipótesis.

17.3 Teoría de Halley

“Hace falta, pues, suplir alguna otra cosa, capaz de producir tal efecto constante, sin estar sujeto a las mismas objeciones, pero conforme a las propiedades conocidas de los elementos aire y agua, y a las leyes de los movimientos de los cuerpos fluidos. Tal causa es, según lo concibo yo, la acción de los rayos del sol sobre el aire y el agua, a medida que pasa diariamente sobre los océanos, en combinación con la naturaleza del suelo y la situación de los continentes adyacentes: digo, que de acuerdo con las leyes de la Estática, el aire, que está menos enrarecido o dilatado por el calor, siendo por consiguiente más pesado, se pone en movimiento hacia aquellas partes más enrarecidas y menos pesadas, para realizar el equilibrio; y segundo, que el sol, deslizándose continuamente hacia el oeste, en virtud del enrarecimiento y segundo, que el sol, deslizándose continuamente hacia donde tiende también el aire, lo acarrea hacia el oeste, en virtud del enrarecimiento efectuado por el máximo calor meridiano, y por consiguiente, la tendencia del cuerpo entero del aire inferior es en ese sentido.

De tal manera se forma un viento general del este, que se imprime a todo el aire de un vasto océano, con las partes impeliéndose unas a otras, para mantener el movimiento hasta el próximo regreso del sol, recuperándose entonces tanto movimiento como se había perdido, y perpetuando de ese modo el viento del este.

Del mismo principio se sigue que este viento del este ha de soplar, al norte del ecuador, del noreste, y en latitudes australes, del sureste; pues cerca de la línea, el aire está mucho más enrarecido que a una mayor distancia de ella, y el sol, que se encuentra dos veces al año en el cenit, en ningún momento se aleja más de 23.5 grados de latitud, donde el calor, siendo proporcional al seno del ángulo de incidencia, no difiere mucho del rayo perpendicular; mientras que bajo los trópicos, aunque el sol se mantenga largamente aplomado, puede estar alejado de 47 grados, de donde resulta una especie de invierno, durante el cual el aire se enfría hasta tal punto que el calor estival no lo puede calentar en un mismo grado como ocurre con el aire bajo el ecuador. Por lo tanto, el aire al norte y al sur, más denso que en el centro, ha de tender de ambos lados hacia el ecuador: este movimiento del viento, combinado con el anterior, del este, dilucida todos los fenómenos de los vientos alisios, que indudablemente soplarían durante todo el año, si toda la superficie del globo constara de mar, como sabemos que lo hacen en los océanos Atlántico y Etiópico.”

(Halley, 1686)

Al final de su ensayo Halley reconoce que no puede explicar todos los rasgos de los vientos que muestra en su mapa de vientos, como son el límite de la zona de los alisios y el distinto comportamiento de los monzones en las mismas latitudes. Pero su explicación no será seriamente impugnada durante mucho tiempo, no porque fuera irrefutable, sino por haber sido expuesta por un científico que gozaba de gran prestigio en su época. El esquema de la circulación que estableció Halley y que le daba fuerza a la teoría de los vientos alisios que formuló, se basó únicamente en las causas térmicas.

Estableció que las grandes masas de aire se mueven debido a la diferencia de presión que se establece entre las distintas latitudes, como consecuencia de la diferencia de energía recibida por el Sol en las distintas zonas de la tierra. Las altas temperaturas en la zona ecuatorial provocan que el aire ascienda, formando chimeneas ecuatoriales⁶.

En el momento de ascender se crea un vacío en la superficie de estas zonas, que es rellenado por el aire que proviene de las masas polares, el aire que proviene de las masas polares ha descendido debido a las bajas temperaturas. De este modo se establece un equilibrio y se forma una gran célula convectiva para cada hemisferio.

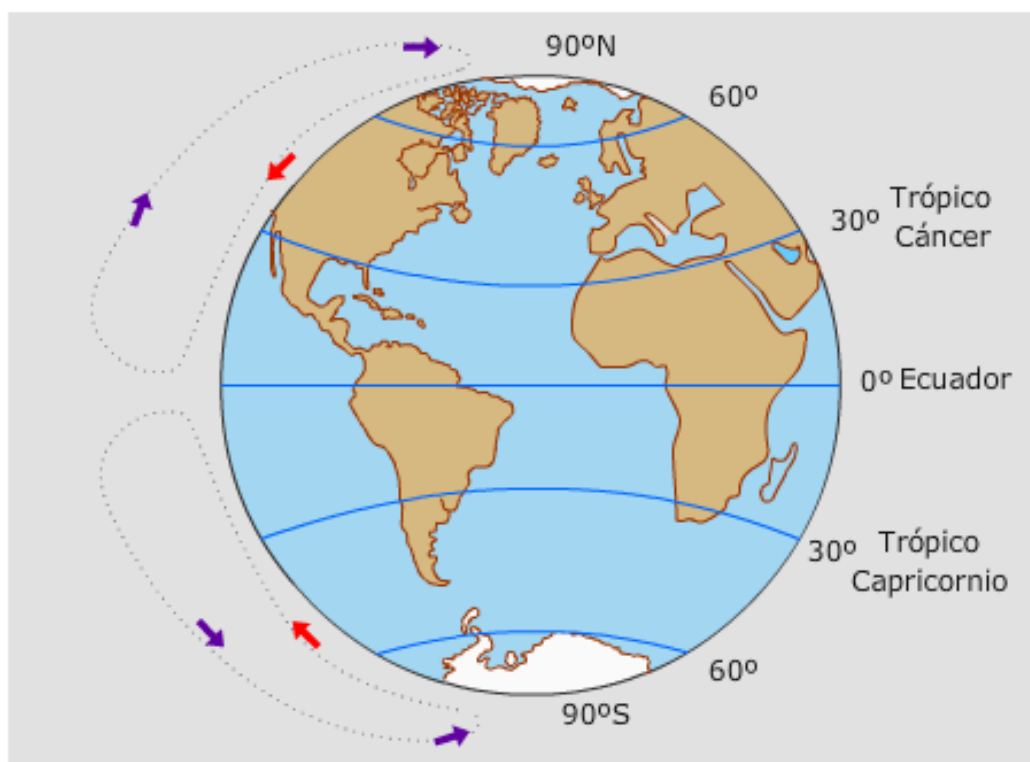


Ilustración 28. Primer modelo de circulación general atmosférica.[11]

⁶ Chimenea ecuatorial: Ascenso de las masas de aire en la zona ecuatorial debido a las altas temperaturas descrito por Halley en el siglo XVII.

17.4 Teoría de Hadley

En el primer tercio de siglo XVIII, son muy contados los aportes anteriores al del gran renovador de la teoría de los vientos, George Hadley.

Hadley aplica a la teoría de la chimenea ecuatorial de Halley el efecto coriolis y analiza la desviación que este produce en los vientos y todo el sistema unicelular. El resultado es que ni los vientos que parten del ecuador alcanzan los polos, ya que se desvían a la derecha en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el hemisferio sur, ni los vientos que fluyen hacia el ecuador proceden de los polos, sino de los trópicos.

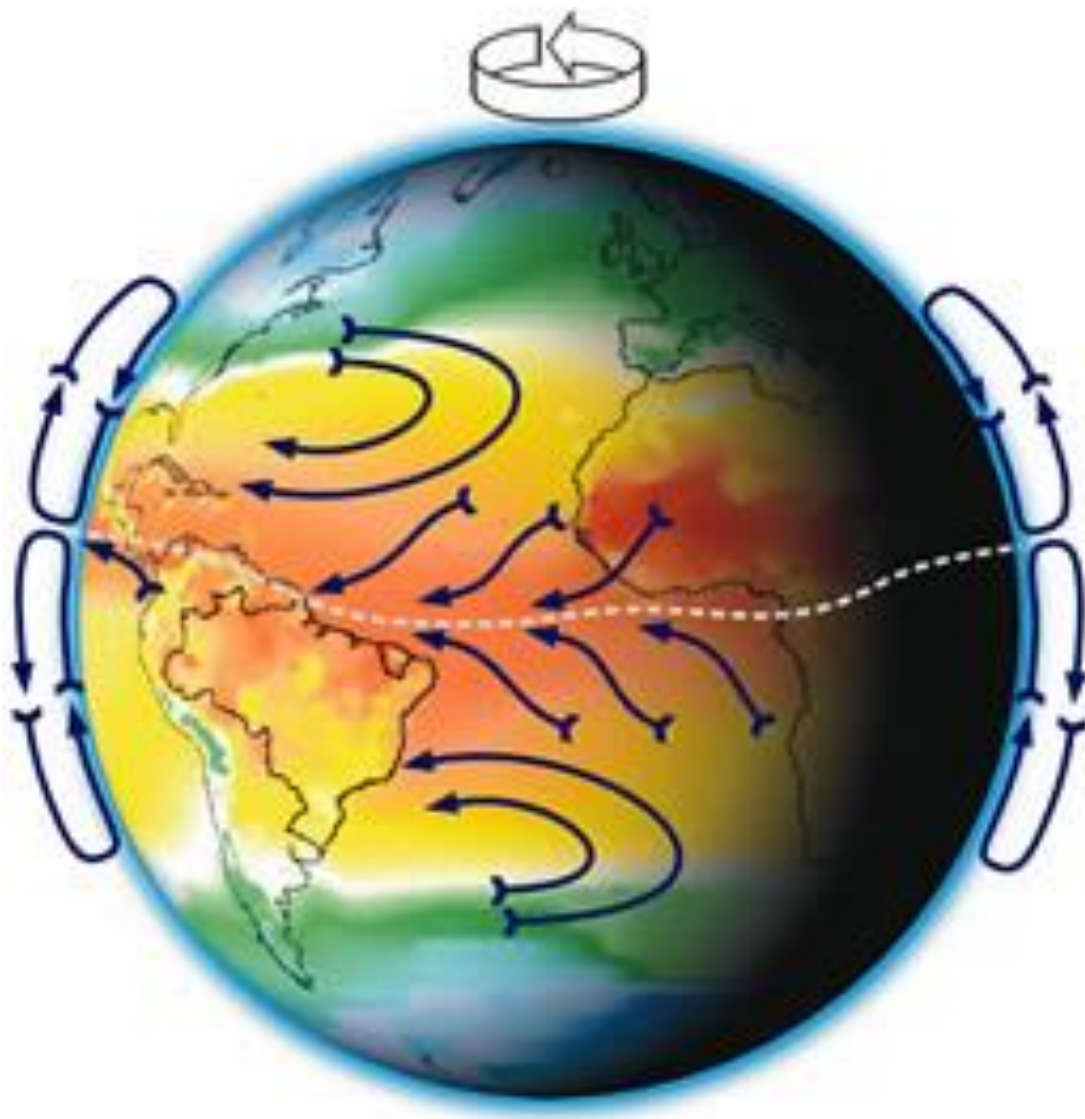


Ilustración 29. Modelo de la Célula de Hadley.[12]

18 Teoría tricelular

(Fuente [1]; [7]; [8]; [9])

La teoría tricelular se explica partiendo de la existencia de grandes centros béricos que originan una circulación meridiana, que luego es desviada por la fuerza Coriolis. Estos centros de presión son centros de altas presiones y centros de bajas presiones. Los centros de altas presiones son: las altas presiones polares y las altas subtropicales. En los centros de altas presiones se produce divergencia en superficie. Desde estos centros hacia los centros de bajas presiones subpolares y ecuatoriales, que son zonas de convergencia en superficie se generan las distintas circulaciones meridianas que forman las tres células de la teoría tricelular de la circulación general atmosférica.

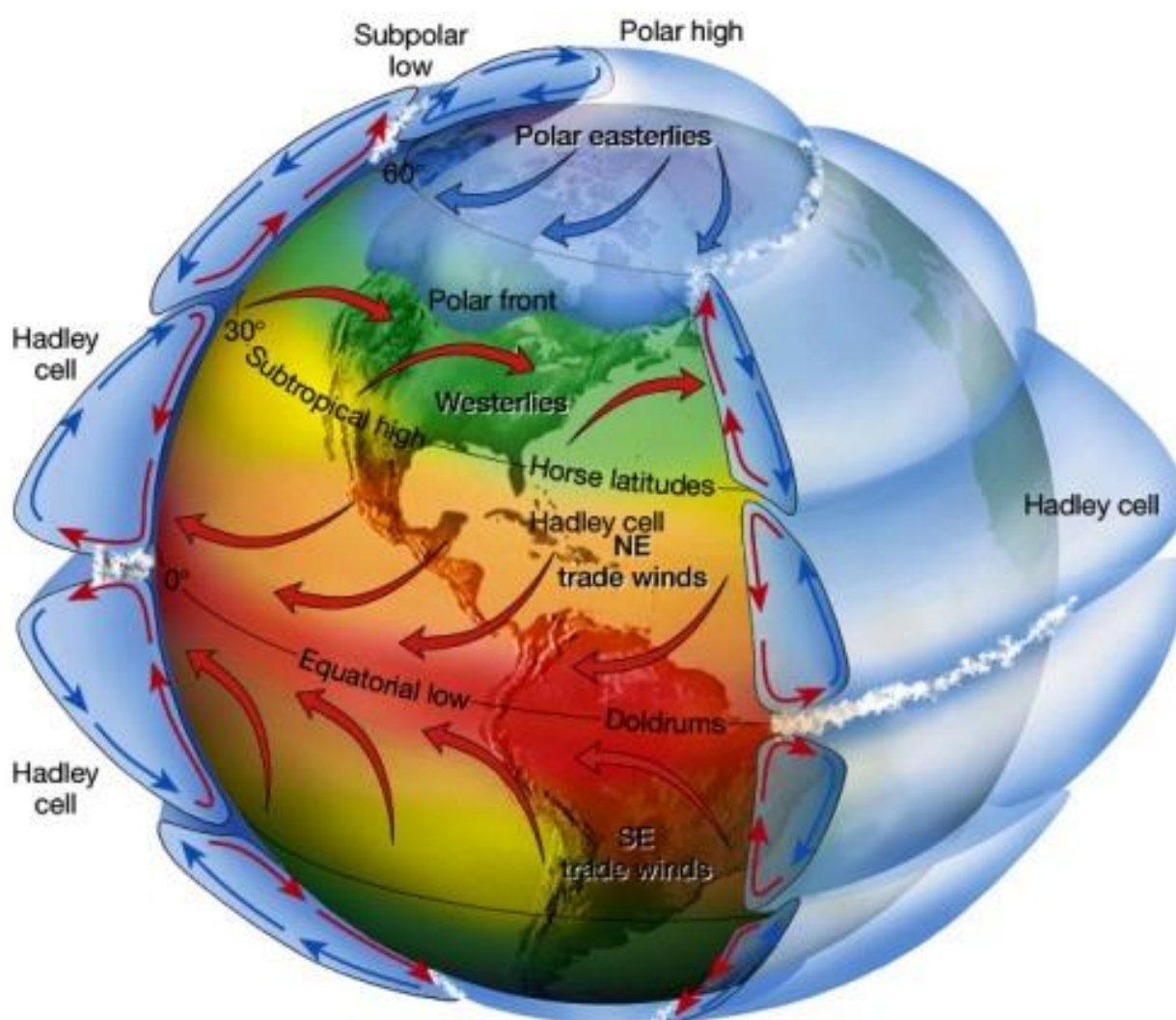


Ilustración 30. Modelo de la teoría tricelular.[13]

18.1 Convergencia y divergencia

En el proceso de convergencia el aire se junta, se calienta y asciende o se enfría y desciende. En la divergencia el aire que ha ascendido o ha descendido se aleja de un área. Estos procesos permiten el movimiento vertical del aire, estos movimientos verticales son cruciales para la formación de patrones meteorológicos.

Convergencia

La convergencia provoca una disminución de la velocidad y un ascenso forzado del aire en los niveles bajos de la atmósfera, bajando la presión. En los niveles altos también provoca una disminución de la velocidad del aire y se produce un descenso forzado del mismo. Los ascensos de aire son los que provocan la formación de nubes. Estos movimientos del aire se pueden producir en cualquier lugar.

La zona de convergencia intertropical (ZCIT) alrededor del Ecuador es la mayor área de convergencia a baja altitud de la Tierra. El calor y la humedad constantes de la masa de aire ecuatorial generan un ciclo continuo de corrientes ascendentes cálidas. Éstas corrientes ascendentes crean una banda de bajas presiones que son persistentes y se llaman bajas presiones ecuatoriales.

Divergencia

La divergencia se da a niveles bajos cuando el aire desciende y sale de un anticiclón. En el caso del anticiclón subtropical de las Azores, el flujo divergente crea los vientos alisios del NE en su vertiente meridional, y los vientos del O de las latitudes medias en la septentrional.

Presión Cambiante

La convergencia y la divergencia son responsables del movimiento vertical de miles de millones de toneladas de aire en la troposfera. La presión superficial se ve afectada por cualquier cambio en la convergencia o divergencia de las masas de aire.

18.2 Células

La atmósfera contiene muchos sistemas meteorológicos que se desplazan con vientos variables. Cuando estos vientos se mantienen en superficie y a niveles altos de durante muchos años, aparece un patrón bien definido de “células” de circulación atmosférica a gran escala.

En cada hemisferio podemos definir tres células de circulación distintas que cubren toda la troposfera. Las células más grandes se extienden desde el ecuador hasta entre 30 y 40 ° N y S, y se conocen como células de Hadley. Las células de Hadley son las responsables de los vientos alisios, que soplan hacia el ecuador en los océanos de latitud baja de ambos hemisferios y seguidamente ascienden cerca del ecuador como una línea de tormentas que forma la zona de convergencia intertropical (ZCIT). Desde la parte superior de estas tormentas, el aire fluye hacia latitudes más altas, en estas latitudes el aire desciende y forma regiones de altas presiones llamadas altas presiones subtropicales.

En las células centrales, las células de Ferrel, el aire converge en latitudes bajas para ascender a lo largo de los límites entre el aire polar frío y el aire subtropical cálido que se forma entre los 60 y 70 ° N y S. La circulación se completa por un flujo de aire de retorno a elevadas altitudes hacia los trópicos, donde converge al aire que se hunde de la célula de Hadley y se mantienen las altas presiones subtropicales.

Las células polares son pequeñas y débiles, estas células se extienden desde entre 60 y 70 ° N y S hasta los polos. En estas células, el aire se hunde sobre las latitudes más altas y fluye hacia las latitudes más bajas.

18.3 Humedad en el planeta

El aire converge horizontalmente a nivel superficial en tres regiones de la Tierra:

- Límite entre las células de Hadley.
- Límite entre la célula polar y de Ferrel en el hemisferio Norte.
- Límite entre la célula polar y de Ferrel en el hemisferio Sur.

La ZCIT es el área más húmeda de todas, con aire muy húmedo sobre el océano tropical, y proporciona lluvias en las regiones tropicales. En contraste, el aire que desciende de las células de Hadley causa la extrema aridez que caracteriza el desierto del Sahara y la península de Arabia en el hemisferio Norte, y el árido interior australiano del hemisferio Sur.

En los límites entre las células polares y de Ferrel, en las latitudes medias de ambos hemisferios, el flujo de aire caliente y húmedo subtropical se encuentra con las corrientes más secas y frías de las latitudes más elevadas. El frente polar forma el límite entre estas corrientes. Las precipitaciones totales en estas regiones son más pequeñas que las de los trópicos, porque el aire es menos húmedo y el movimiento de ascenso que forma las nubes y las precipitaciones es más débil.

18.4 Corrientes en chorro

En los niveles bajos de la atmósfera, como hemos visto antes, los vientos pierden velocidad debido a la fuerza de rozamiento. Más arriba, las velocidades de los vientos pueden ser más altas y culminan en las corrientes en chorro que son corrientes de aire tubulares que se mueven rápidamente por la troposfera.

Hay cuatro corrientes en chorro principales, dos en el hemisferio norte y dos en el hemisferio sur. En cada hemisferio hay una corriente en chorro del frente polar y una subtropical. Estas corrientes siguen rutas onduladas que cambian de forma. Las corrientes en chorro tienen una gran influencia sobre la meteorología. Los grandes movimientos ondulados en las corrientes en chorro pueden significar condiciones meteorológicas extremas, como sequías o inundaciones. En una corriente en chorro, el aire alcanza hasta 450 km/h pero, al estar a más de 11 km de altura, las nubes parecen moverse lentamente.

Las corrientes en chorro se forman cuando el aire caliente se encuentra y fluye por encima del aire mucho más frío. Cuanto mayor es la diferencia de temperatura, más rápido se desplaza la corriente en chorro; éste es el motivo por el cual las corrientes en chorro polares son más poderosas que las subtropicales. Los aviones de pasajeros evitan la corriente en chorro durante sus vuelos de E a O por encima del Atlántico Norte pero la aprovechan durante sus viajes hacia el E.

Las corrientes en el chorro del frente polar serpentean en ambos hemisferios en los límites entre la Célula de Ferrel y la Célula Polar, donde se encuentran el aire subtropical y el polar. El flujo zonal se produce cuando los chorros soplan de O a E. A veces hacen grandes oscilaciones hacia el N y el S, el llamado flujo meridional. Estas oscilaciones se conocen como ondas de Rossby.



Ilustración 31. Nubes de la corriente en chorro sobre El Nilo (Egipto). Fuente: [8]

19 Vientos en la circulación general atmosférica

(Fuente [4])

Vientos alisios

Son vientos que siguen el gradiente de presión entre los anticiclones subtropicales y la zona de convergencia intertropical y la fuerza de coriolis los desvía hacia la derecha o hacia la izquierda, según el hemisferio. Al ser desviados se convierten en los alisios del NE y del SE. Son vientos constantes durante todo el año, pero en regiones geográficas concretas sufren un cambio de dirección en verano debido a la situación de la ZCIT y pasan a llamarse vientos monzones.

Vientos generales del oeste

Son vientos que se dirigen hacia el norte desde las altas subtropicales, desviándose hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur por el efecto de la fuerza de Coriolis. Se conocen como vientos de poniente. En el hemisferio norte los ponientes son muy variables y con frecuencia quedan enmascarados por los vientos que se generan con la situación de presión reinante.

.

Calmas ecuatoriales

La zona de calmas ecuatoriales o Doldrums es la zona que rodea a la Tierra próxima al ecuador, que coincide con el cinturón de bajas presiones conocido como la ZCIT. El fuerte calentamiento de esta zona provoca corrientes de aire ascendentes y la atmósfera es muy cálida.

Los movimientos verticales que se producen y la elevada humedad dan lugar a un cielo muchas veces cubierto de nubes de desarrollo vertical, lluvias, tormentas y fenómenos eléctricos. La zona más extensa de calmas ecuatoriales se encuentra en el Pacífico.

Calmas tropicales

Las calmas tropicales son las zonas comprendidas entre los vientos alisios y los ponientes de las latitudes medias, donde reinan unos vientos muy débiles o calmas. Las corrientes descendentes derivadas de las zonas de altas presiones dan lugar a un calentamiento adiabático⁷ de las masas de aire, y en consecuencia a poca humedad y poca nubosidad.

⁷ Adiabático: Proceso en el que el aire se enfría o se calienta por expansión sin que haya transferencia de calor entre el volumen de aire y su entorno.

Vientos polares

Entre las latitudes más altas de ambos hemisferios, es decir, entre los 65º de latitud y los casquetes polares, donde las temperaturas son mínimas, y máximas las presiones, nos encontramos con vientos dominantes de componente este NE en el hemisferio norte y SE en el hemisferio sur.

Vientos Monzones

El nombre “monzón” proviene de la palabra árabe mausim, que significa “estación”, lo que describe una completa inversión del régimen de vientos durante el ciclo estacional. Esta inversión de vientos se produce por los cambios en la distribución del calentamiento que genera el ciclo estacional del sol. Para que se establezca un monzón es necesario un fuerte contraste térmico entre la tierra y el mar.

Tenemos tres criterios para definir un monzón:

- Un cambio en la dirección de los vientos prevalecientes de al menos 120º entre julio y enero.
- Que la dirección del viento prevaleciente persista por al menos el 40% del tiempo en julio y enero.
- Que el promedio del viento supere 3 m s^{-1} cada mes.

Hay tres regiones que claramente muestran la inversión estacional de los vientos:

- Sur de Asia, centrado en la India (**monzón asiático**)
- África occidental (**monzón africano**)
- Norte de Australia e Indonesia (**monzón australiano**)

20 Movimiento de la (ZCIT)

(Fuente [7]; [15])

La Tierra recibe el calor de la radiación solar. Esta radiación incidente, como hemos visto, no se recibe de forma homogénea en todas las latitudes ya que los polos se calientan menos que los trópicos. La atmósfera redistribuye estas diferencias de calor a través de la circulación general atmosférica. Esta circulación define un patrón de celdas que van transportando la energía desde el ecuador hacia los polos. Se denomina ZCIT al cinturón de humedad convectiva y se manifiesta en un extenso sistema nuboso cerca de la zona ascendente de la celda de Hadley.

La (ZCIT) no está fija sobre el Ecuador, que no es más que una línea geométrica, sino que se mueve de norte a sur y de sur a norte siguiendo los puntos de más insolación, calentamiento atmosférico y evaporación.

En el hemisferio norte el ZCIT baja durante nuestro invierno, mientras que sube en latitud durante nuestro verano. Las precipitaciones, que se pueden ver en azul en la ilustración 32, se extienden al sur del Ecuador durante el invierno boreal, mientras que se desplazan hacia el norte durante el correspondiente verano. Así vemos cómo el monzón se extiende en el verano boreal a la India, Indochina y el centro-sur de China. El mismo fenómeno se produce en el continente africano cuando durante el verano boreal las lluvias irrigan Etiopía, el golfo de Guinea y el Sahel. Este es el llamado monzón africano, que de la misma manera que la ZCIT, está sometido a cambios cíclicos que dependen del calentamiento de la superficie del océano y la cantidad de radiación solar incidente en la zona.

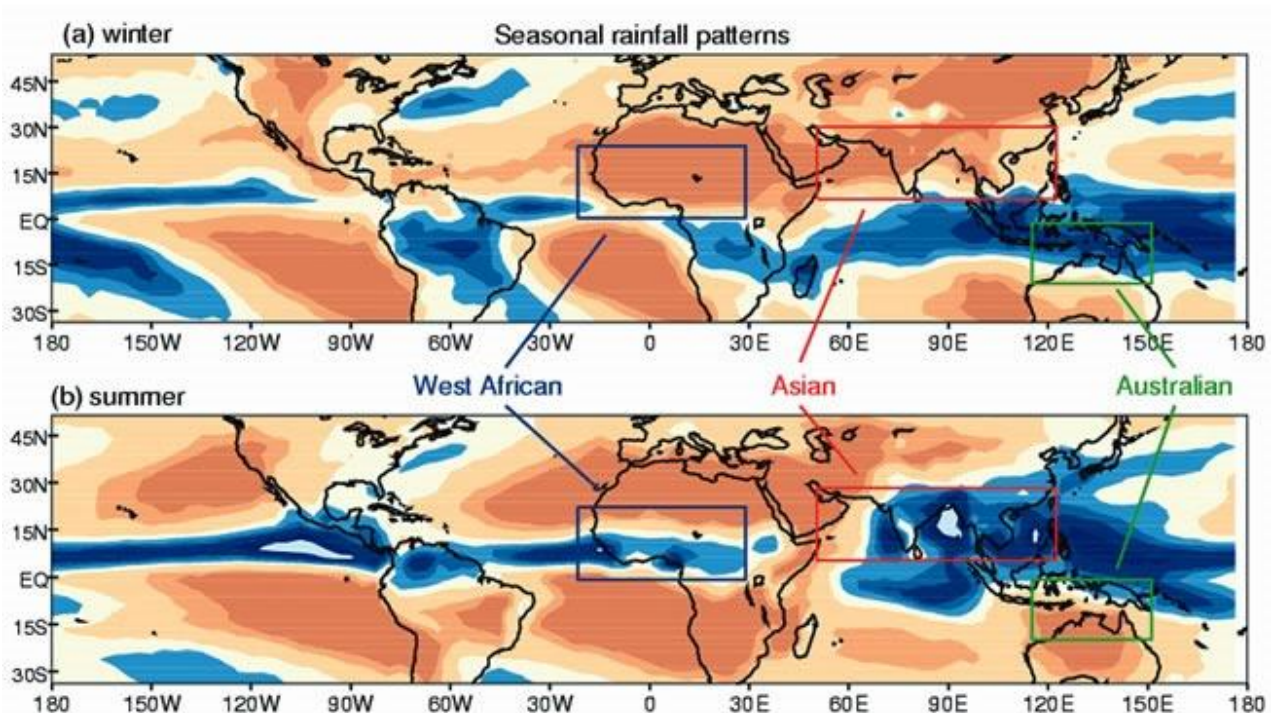


Ilustración 32. EL ZCIT y las lluvias monzónicas [15]

21 Mecanismos de la circulación monzónica.

(Fuente [6])

El conocimiento práctico de los monzones jugó un papel importante en el desarrollo socio-económico de las antiguas civilizaciones del hemisferio este. Mucho antes de la llegada de los europeos, los mercaderes del este habían comerciado en rutas entre las ciudades y los reinos del sud-este asiático y el este de África, adaptando exitosamente su comercio a los diferentes ritmos estacionales de los monzones.

Más tarde un navegante árabe mostro al antiguo marinero portugués, Vasco de Gama, el secreto de la navegación entre el este de África y la India, le mostro las rutas que aprovechaban los vientos monzones y se empezaron a utilizar estas rutas como la base del intercambio lucrativo y cultural entre las civilizaciones del este y del oeste.

Los fragmentos de información meteorológica que recogían los diarios de navegación de los buques eran tan importantes como las especies, tesoros y riquezas que llegaban a Europa desde las tierras del este. Los diarios de navegación mostraban un ciclo de vientos alternándose en el hemisferio este soplando del sudoeste en verano y en el nordeste en invierno, con una constancia y fuerza nunca vista en el clima europeo o en el Atlántico norte.

Gracias a la información meteorológica de los diarios de navegación, los pensadores europeos tenían ahora observaciones del tiempo en latitudes desconocidas para ellos y con este material empezaron a investigar sobre las corrientes en la atmósfera a escala global, ya que disponían de información mucho más amplia y de una gran parte del mundo. Agrupar y descifrar los diarios de navegación no fue una tarea sencilla ya que estos se consideraban secretos porque contenían información de rutas comerciales y no eran homogéneos ni en la calidad de las observaciones ni en la cantidad de los elementos medidos. Al final de 1700 y al final de 1800 se realizaron dos estudios clásicos sobre la circulación monzónica. Estos estudios los realizaron los científicos ingleses Edmund Halley y George Hadley.

21.1 Teoría de Halley

Halley, un conocido astrónomo, estuvo intrigado en el trabajo de sir Isaac Newton, que decía que los cometas viajan en orbitas parabólicas o elípticas. Halley predijo en 1682 que un gran cometa volvería en 1758. Debido a este suceso nació el “Cometa Halley” y obtuvo un lugar en la historia por ese descubrimiento. El estudio de Halley no se limitó al cielo.

Cuatro años antes, en 1686, Halley había elaborado una hipótesis donde explicaba que la causa principal del ciclo anual de la circulación monzónica era la diferencia de calor entre el océano y la tierra, causada por la variación estacional del sol.

Él razonaba que la diferencia de calor debería producir diferencias de presión en la atmósfera y que estas diferencias solo podrían ser igualadas por vientos soplando de las altas presiones a las bajas presiones. En los meses de verano, los vientos deberían soplar desde el frío océano hasta las masas de tierra calientes. En invierno, los continentes tienen temperaturas más bajas que los océanos adyacentes y por lo tanto los vientos deberían invertirse, soplando de la tierra al océano. El primer modelo propuesto de la circulación monzónica en la historia fue este modelo de Halley, el sistema “sea breeze-land breeze”. La primera carta de vientos la realizó Halley en 1688 a partir de las observaciones.

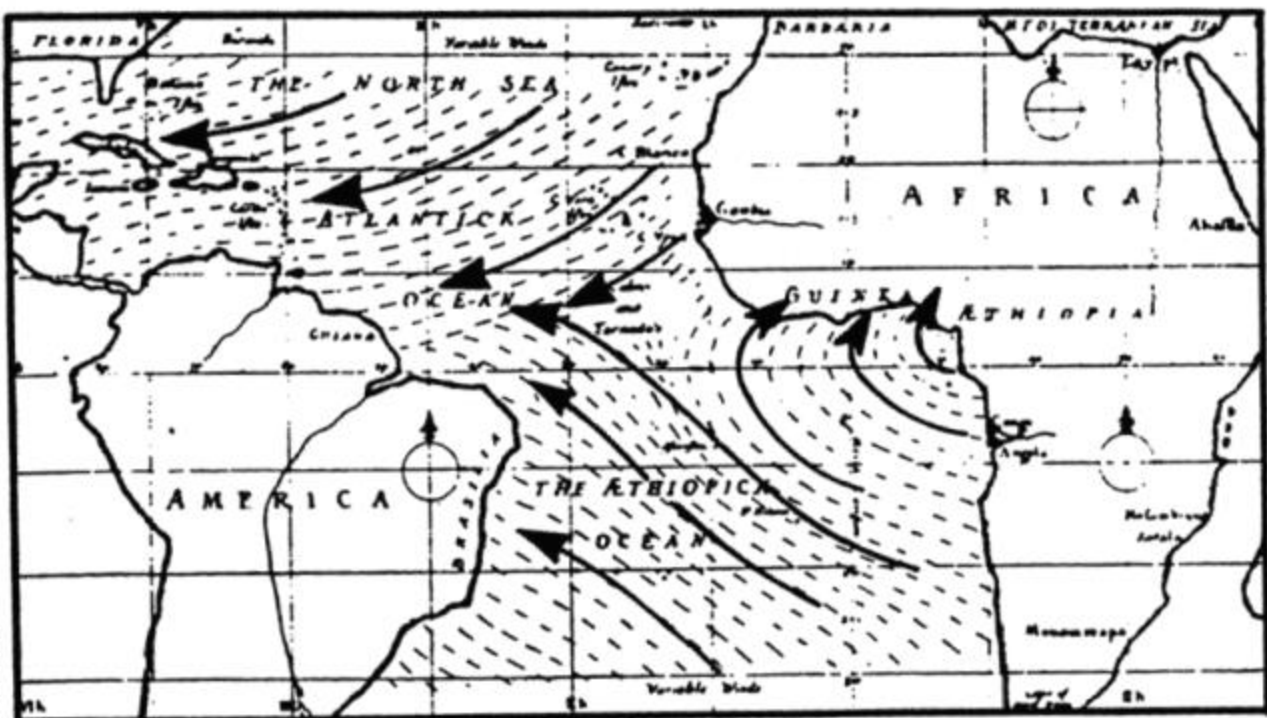


Ilustración 33. Fragmento de la Carta de vientos de Halley de 1688. Fuente: [6]

El diagrama de 1688 nos muestra los vientos del nordeste en el hemisferio norte y los vientos del sureste del hemisferio sur convergiendo en la zona ecuatorial. En la carta podemos observar también en la parte del sureste del Océano Atlántico, los vientos soplando hacia el norte y después virando al este hacia la costa de guinea trayendo el aire frio del océano hacia el caliente continente africano. Esta carta representa la primera documentación del monzón africano de verano.

21.2 Teoria de hadley

Hadley se dio cuenta que dependiendo de la temporada, según el modelo de los monzones de Halley los vientos soplarían directamente hacia las costas y no de forma oblicua, es decir del suroeste o del nordeste que era lo que mostraban las observaciones de los navegantes o la propia carta de vientos que Halley había realizado. Estaba claro que el modelo de Halley era incompleto y Hadley argumentó que el ingrediente físico que le faltaba era el efecto de la rotación de la tierra.

Debido a la rotación de la tierra, el aire en movimiento se desvía, virando hacia la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Hadley razonó que en la zona de los trópicos, como el aire fluye a través del ecuador hacia la tierra caliente, la rotación de la tierra debería producir un cambio de dirección en los vientos hacia la derecha, originando de esta forma los vientos monzónicos del suroeste. Sus ideas podrían explicar los patrones de viento observados en las costas de este a oeste de los continentes más grandes del mundo.

Su mayor logro fue la identificación de dos de los mecanismos principales de la circulación monzónica a escala global:

1. La diferencia de calor entre la tierra y el océano y el gradiente de presión resultante que conduce los vientos de las altas presiones a las bajas.
2. La desviación de los vientos producido por la rotación de la tierra.

21.3 El tercer mecanismo de la circulación monzónica

La esencia de la naturaleza física del monzón se entendió y explicó hace más de 300 años. Desde entonces hemos incrementado nuestro conocimiento sobre los monzones y extendido el conocimiento de la estructura tridimensional del monzón utilizando distintas observaciones y teorías. En comparación con los descubrimientos que Halley y Hadley realizaron, nuestros avances han sido relativamente muy pequeños. Sin embargo hay un tercer mecanismo importante y fundamental del sistema que tenemos que considerar.

La tierra es básicamente un planeta acuoso que se posiciona de forma relativa respecto al sol. Es por esto que las tres fases del agua (líquida, sólida y vapor) pueden coexistir en la atmósfera. La temperatura media de la tierra está muy cercana al llamado punto triple del agua. El punto triple del agua es la combinación de temperatura y presión en la que las fases sólida, líquida y gaseosa pueden coexistir en equilibrio. Las moléculas de agua en un entorno cercano al triple punto se mueven libremente de un estado al otro. Si la transmisión es a un estado superior (ej., de líquido a vapor), la molécula de agua aumenta su energía. El agua no se evaporará si no recibe energía. Esto se puede ver de una forma muy clara tomando por ejemplo el caso de la evaporación del agua en el océano, donde las moléculas de agua se evaporan gracias a la energía que reciben del sol. Por el otro lado, si el cambio de estado es hacia un estado inferior (ej., de vapor a líquido) la molécula libera energía. De esta forma la energía solar que se había utilizado para evaporar el agua del océano, será devuelta a la atmósfera cuando el vapor se condense en una etapa posterior durante la precipitación.

Las condiciones de proximidad del triple punto del agua que se dan en la tierra determinan en gran parte la estructura y vigor de los monzones y de una forma más general, el estado del tiempo y el clima en el planeta. La humedad desempeña un papel importantísimo en la circulación atmosférica, hace que la tierra tenga unas condiciones únicas respecto a los demás planetas del sistema solar. Este mecanismo no lo llegaron a apreciar ni Halley ni Hadley.

El mayor efecto de la humedad es incrementar la diferencia de calor producida por los contrastes tierra-mar, proporcionando un mecanismo para recoger, almacenar, concentrar el calor que las grandes extensiones oceánicas reciben del sol. Los monzones, si se definieran sólo en términos de viento, seguramente podrían existir en planetas secos y áridos. Si lo comparamos con la tierra, los monzones de estos planetas secos y áridos serían mucho más débiles ya que la humedad no formaría parte de este proceso. La ausencia de humedad no permitiría que se pudiese concentrar y almacenar el calor del sol. Esta gran cantidad de energía que se acumula gracias a la humedad es la que hace que este fenómeno sólo actúe con esta violencia en la tierra.

A los dos procesos físicos identificados por Halley y Hadley podemos añadir un tercer proceso:

3. **La humedad:** es el mecanismo que permite almacenar la energía solar que reciben los océanos, en su mayor parte en los trópicos y después redistribuir y descargar esta energía en las proximidades de los calientes continentes tropicales.

21.4 El mecanismo básico: La diferencia de calor entre la tierra y el océano

Todo el calor que posee la tierra, exceptuando una pequeña parte de energía geotérmica, proviene del sol. Es por este motivo que todos los movimientos en la atmósfera y el océano son el resultado de la energía solar. No es el calor lo que provoca los movimientos en la atmósfera y los océanos, lo que provoca estos movimientos es la distribución del calor y el frío alrededor de la tierra. El movimiento sólo se produce si una región está más caliente o más fría que otra región.

Estas diferencias de calor se producen por la combinación de dos factores:

1. La variación espacial y temporal del calor solar que recibe la tierra. Esta variación es el resultado del ciclo anual del sol y las características propias de la superficie terrestre en un lugar determinado.
2. La variación espacial y temporal del enfriamiento de la tierra, que emite energía hacia el espacio.

La pregunta más importante que nos tenemos que hacer sobre el primer factor es si la superficie terrestre es agua o tierra y si la tierra está húmeda o seca. Estas características no solo determinarán la cantidad de radiación solar que será reflejada hacia el espacio, sino también la magnitud y la forma en la que este calor se almacenará en la superficie terrestre.

El enfriamiento de la tierra es el mecanismo que permite a la tierra mantener su balance energético. Es bastante independiente de la naturaleza de la superficie pero está muy relacionado con la temperatura de esta superficie.

El ciclo anual del calentamiento radiativo

El monzón es parte de la reacción atmosférica derivada de la diferencia de calor que se produce entre dos superficies terrestres distintas. El calentamiento producido en una ubicación particular, se conoce como el calentamiento radiativo neto. Este calentamiento es la suma de la radiación solar y el enfriamiento de la tierra hacia el espacio.

El aumento de energía debido a la radiación solar

La tierra es un geoide y mantiene una inclinación de unos 24° respecto al plano solar. Estas características hacen que las diferentes regiones del globo terrestre estén sometidas a un ciclo anual de radiación muy fuerte.

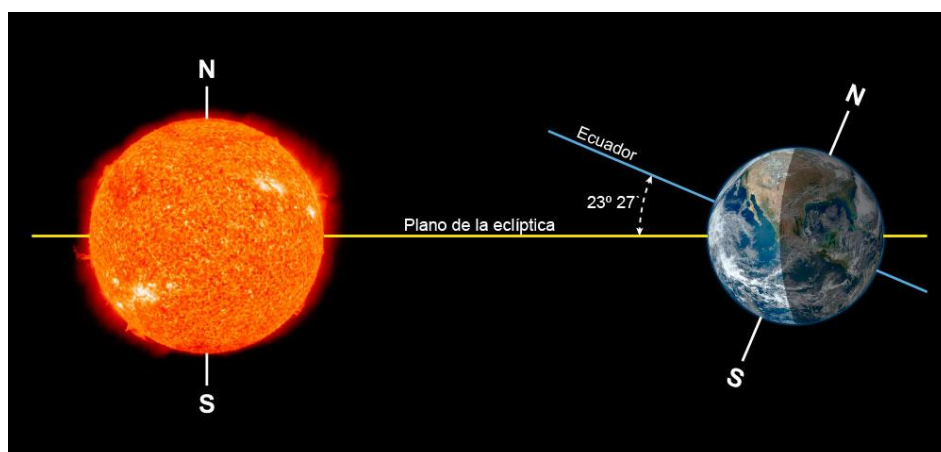
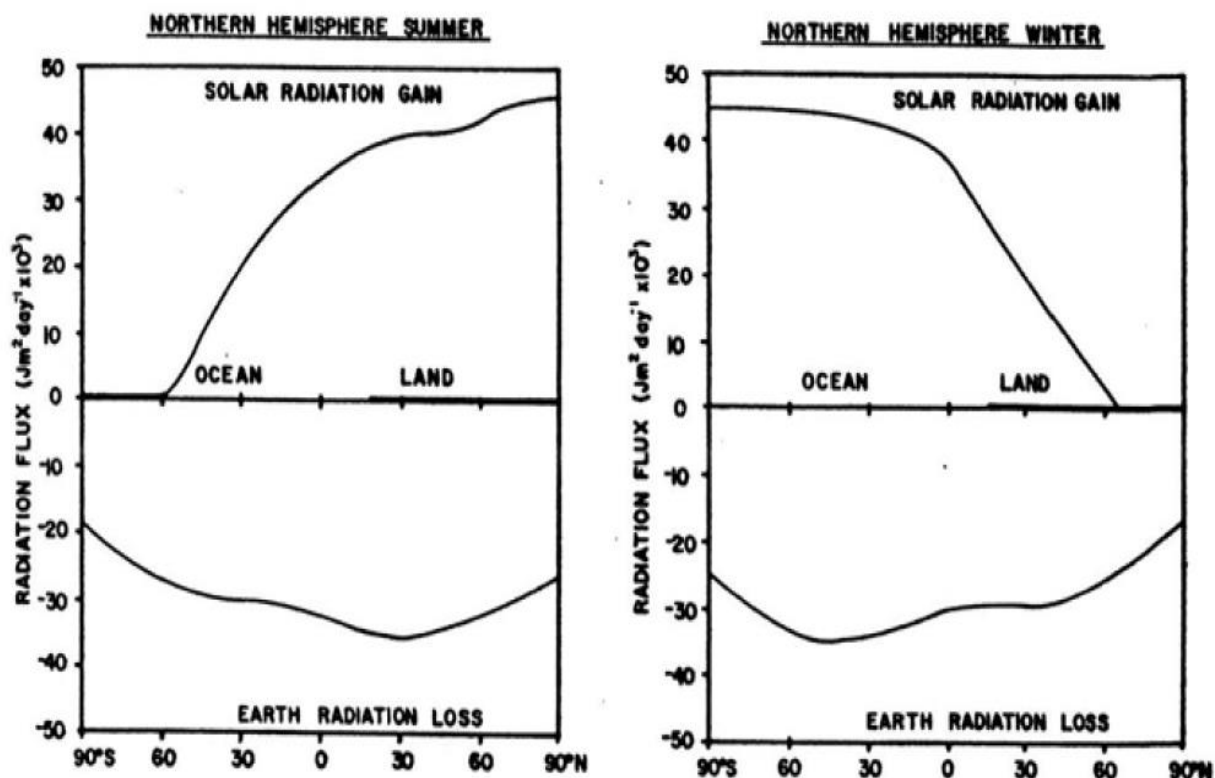


Ilustración 34. Inclinación de la tierra. Fuente: [17]



Il·lustració 35. Distribució latitudinal de la radiació solar que recibe la superfície terrestre durant el any. Font: [6]

Las curvas superiores muestran la distribución latitudinal de la energía solar entrante. Indican la energía que llega a la superficie de la tierra ignorando las variaciones producidas por la reflexión de la radiación solar que producen las nubes y la absorción de radiación solar que se produce en la atmósfera.

La cantidad de energía solar que recibe la superficie terrestre, depende de la intensidad de la radiación y la duración del día. Estos factores están directamente relacionados con la forma esférica de la tierra, la inclinación del eje de la tierra y el movimiento de translación de la tierra alrededor del sol.

De esta forma los largos días de verano en las regiones polares, que pueden durar hasta 24 horas, y el intenso calentamiento que produce el sol en las latitudes bajas, aunque en estas zonas el día más largo tiene 12 horas, se combinan para producir una entrada casi constante y muy elevada de calor solar en todo el hemisferio de verano.

Esta situación se puede contrastar con una disminución de las horas de sol y de la intensidad de la radiación solar en el hemisferio de invierno. Esta disminución provoca una reducción del calor solar total en los círculos polares Ártico y Antártico cuando se encuentran en invierno, reduciendo ese calor a cero rápidamente.

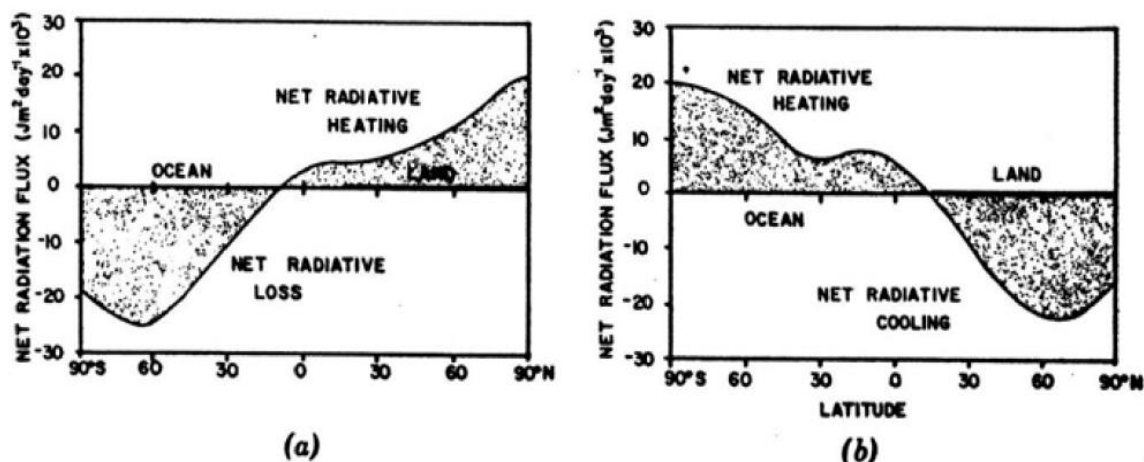


Ilustración 36. Distribución de la energía solar neta en los hemisferios A, verano y B, invierno en función de la latitud. Fuente: [6]

En este esquema consideramos que las masas de nubes son constantes en todo el planeta. Entre la reflexión que producen las nubes y la que produce el suelo, cerca del 30 % de la radiación solar incidente es reflejada de vuelta al espacio. La energía reflejada no puede calentar la atmósfera o la superficie terrestre. Una parte de la energía solar es absorbida directamente por la atmósfera pero la cantidad es tan pequeña que la atmósfera puede considerarse transparente para la radiación solar entrante. Debido a esta transparencia, la radiación solar calienta directamente el suelo. Es el propio suelo que se ha calentado debido a la radiación solar el que calienta la atmósfera desde abajo.

Perdida de energía hacia el espacio por el enfriamiento de la tierra.

No podemos hablar de la radiación solar sin tener en cuenta la pérdida de calor de la tierra hacia el espacio. Esta pérdida de calor se debe a que la tierra mantiene el equilibrio térmico, y esto significa que como promedio durante un período de tiempo, la tierra ni se calienta ni se enfría.

El equilibrio térmico de la tierra se lleva a cabo por una continua radiación de calor desde la superficie terrestre y la atmósfera hacia el espacio. Para entender los mecanismos básicos que causan los monzones, lo más importante es ver que la distribución de la pérdida de calor es muy diferente a la distribución del calor solar entrante.

Esto pasa porque la distribución de la pérdida de calor hacia el espacio depende de la temperatura del sistema. Como hemos visto anteriormente según la Ley de Stefan-Boltzman, la pérdida de calor es proporcional a la temperatura absoluta elevada a 4. Debido a sus elevadas temperaturas, las regiones ecuatoriales y el hemisferio de verano pierden mucha más energía que el hemisferio de invierno. Normalmente la pérdida de calor tiene una variación de menos del 30% en todo el planeta y en cualquier período del año. En la ilustración 35 podemos ver que la energía solar entrante tiene una distribución muy desigual comparándola con la pérdida de radiación.

21.5 Contrastes de calor entre la tierra y el océano.

La ilustración 36 muestra la cantidad de calor solar neto que mantiene la superficie terrestre. Ahora tenemos que ver cómo el tipo de superficie, la tierra o el mar, se ve afectada por la distribución del calentamiento producido por la radiación solar.

Si dos regiones equivalentes de océano y tierra recibieran la misma cantidad de calor, el impacto sobre la temperatura de cada área sería muy distinto. En la región de tierra la temperatura aumentaría mucho más que sobre el océano. La diferencia en los incrementos de temperatura a la misma entrada de calor se producen porque la tierra y el océano tienen dos propiedades físicas diferentes, pero que están relacionadas entre sí.

1. **El calor específico** Se puede definir como la cantidad de calor que requiere una masa dada de una sustancia para elevar su temperatura un grado centígrado. El calor específico del agua dobla el del suelo seco. Es por esto que al recibir la misma cantidad de calor, la temperatura del suelo seco debería incrementarse el doble que una masa equivalente de agua. El suelo nunca está totalmente seco ya que recibe humedad y precipitaciones, de este modo su calor específico aumenta, disminuyendo el incremento de temperatura.
2. **Capacidad calorífica efectiva** Es la capacidad total de un sistema para almacenar calor. Es mucho mayor en el océano que en la tierra.

Tradicionalmente se ha atribuido la diferencia de calor entre la tierra y el océano a la primera de estas dos propiedades, pero sin embargo es probablemente la menos importante de las dos.

Esto se intensifica una vez se han establecido las precipitaciones del monzón sobre la región continental porque entonces el suelo se humedece y la capacidad calorífica de la tierra se acerca a la del agua.

En el esquema general del monzón el segundo efecto, la diferencia de capacidades caloríficas efectivas de la tierra y el mar, es mucho más importante.

La diferencia fundamental en la forma en la que la tierra y el océano reaccionan al calentamiento y al enfriamiento proviene de la capacidad que tiene cada sistema para transferir este calor dentro de sí mismo y almacenarlo internamente. Lo más importante es que la tierra es un sólido y el océano es un fluido. Esto implica una diferencia muy grande en su funcionamiento interno como sistema de transferencia de calor. Las principales diferencias entre los sólidos y los fluidos son las siguientes.

1. Ambos pueden calentarse por la radiación solar y enfriarse por la pérdida de radiación hacia el espacio. Sin embargo, dependiendo de su turbidez, el fluido puede ser bastante transparente al calor solar y esta energía puede atravesar la superficie y ser absorbida a bastante profundidad. Por el otro lado, la tierra absorberá toda la energía solar entrante y que no sea reflejada a pocas micras de la superficie.
2. La transferencia de calor a través de sólidos se lleva a cabo por la difusión de este calor molécula a molécula. Este es un proceso muy poco eficiente y lento que provoca que el calentamiento de las capas más profundas tarde mucho tiempo.
3. Como en los sólidos, la transferencia de calor a través de fluidos se lleva a cabo por difusión molecular, pero a través de un proceso muy eficiente de agitación o mezcla turbulenta. La turbulencia se genera por el estrés mecánico que el viento o el oleaje producen en la superficie del océano. Este proceso puede mezclar el calor absorbido en la superficie hasta las profundidades o llevar el calor de las profundidades hacia la superficie oceánica para compensar la pérdida de calor, que también tiene lugar en las capas más superficiales.

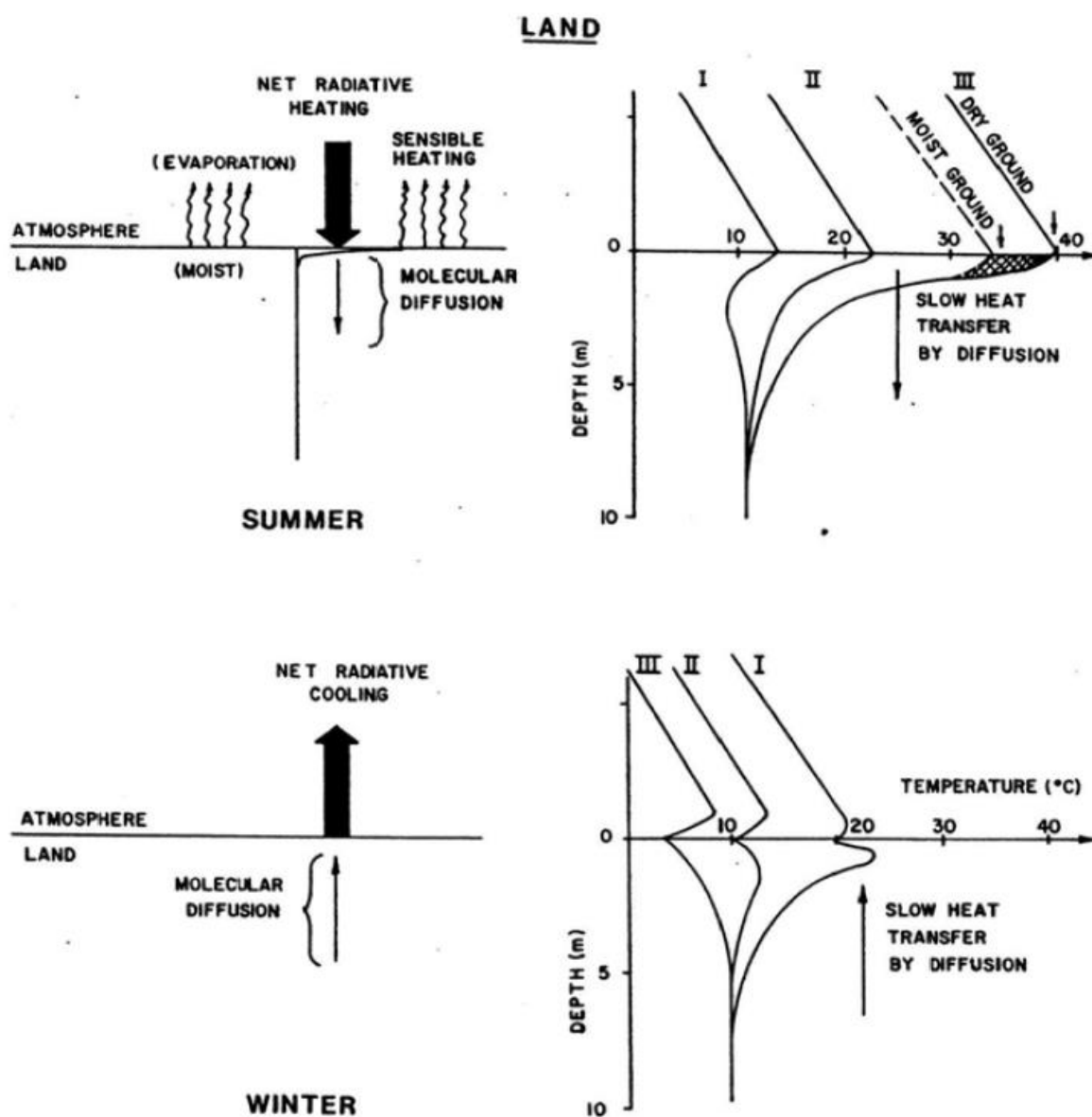


Ilustración 37. Proceso de transferencia de calor en la tierra en los periodos de verano e invierno.

Fuente: [6]

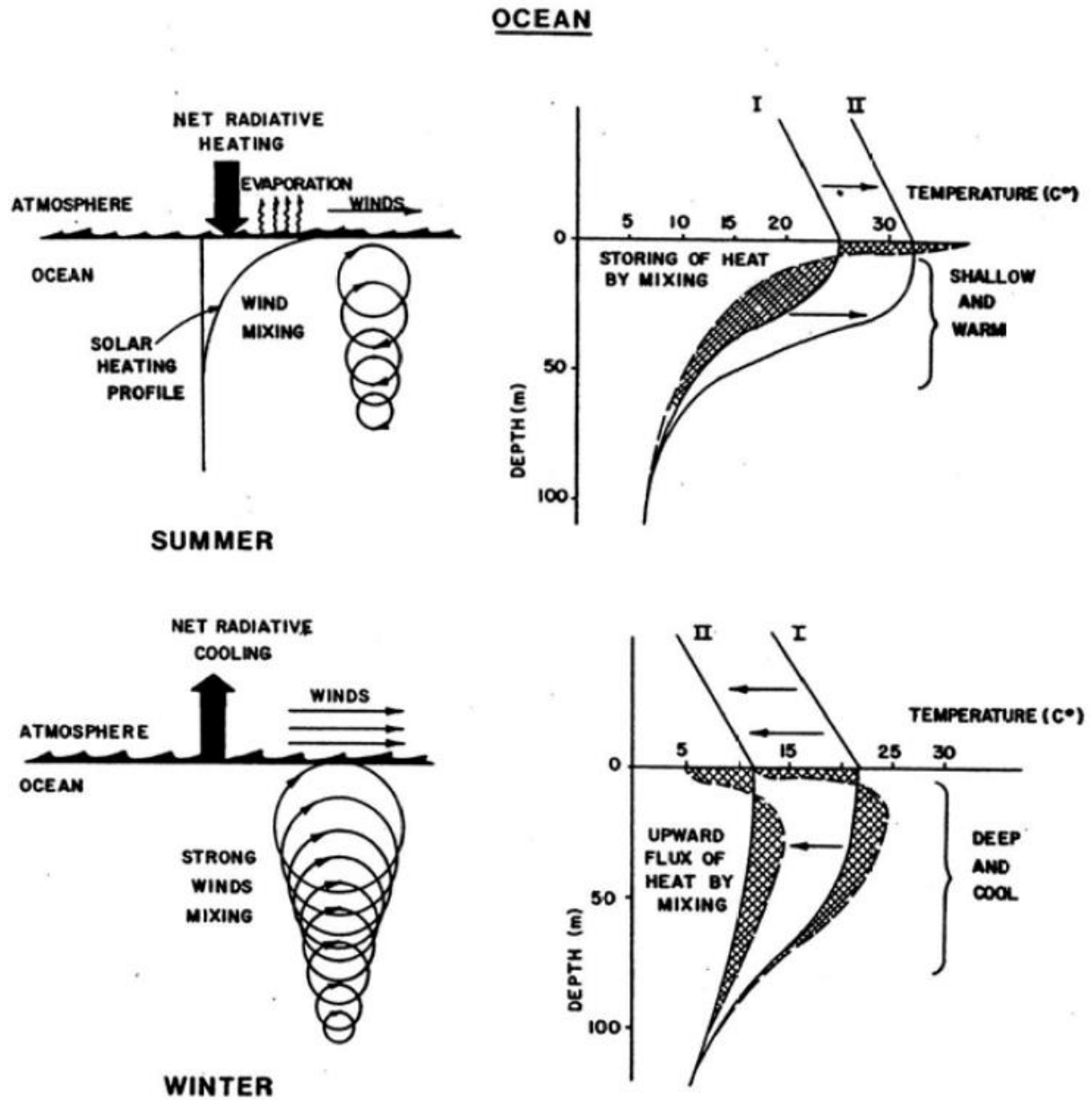


Ilustración 38. Proceso de transferencia de calor en el océano en los periodos de verano e invierno.

Fuente: [6]

En los esquemas anteriores se pueden ver los distintos procesos transferencia de calor que tienen lugar en la superficie terrestre, ya sea en tierra firme o en el océano en los períodos de invierno y verano. La parte izquierda de las imágenes nos muestra el movimiento del calor de radiación. La parte derecha es una secuencia de perfiles que nos permiten ver la evolución de la temperatura en columnas desde el subsuelo hasta la atmósfera en las distintas combinaciones de estación y superficie.

La interpretación de los cambios de temperatura en las áreas terrestres es bastante sencilla. A principios de verano la radiación neta es positiva y la superficie se calienta rápidamente ya que el suelo seco tiene un calor específico muy bajo. La velocidad de calentamiento es muy alta cerca de la superficie terrestre ya que la transferencia del calor hacia el subsuelo y refrigeración que proviene del subsuelo, que debería enfriar la temperatura superficial y equilibrar las diferencias de calor, es muy lenta. A medida que va avanzando el verano, la temperatura de la superficie aumenta y las capas del subsuelo progresan lentamente de la manera descrita en la ilustración 37 desde la posición I a la III. El contacto entre la superficie caliente y la atmósfera permite una transferencia ascendente de calor que se lleva a cabo por conducción en el límite inferior de la atmósfera. La parcela de aire que la superficie terrestre ha calentado se expandirá, crecerá, será más ligera que el ambiente y por lo tanto empezará un movimiento ascendente. Si esta parcela va ascendiendo la presión del ambiente disminuirá y la parcela de aire se expandirá, produciéndose un enfriamiento del aire. La parcela seguirá subiendo a través de la atmósfera redistribuyendo el calor que había ganado en la superficie mientras va perdiendo flotabilidad.

De la misma manera que las parcelas calientes ascienden desde la superficie terrestre, las parcelas de aire frío las reemplazan desde lo alto y se dirigen hacia la superficie, donde se calientan para repetir el proceso. De esta forma en verano las parcelas de aire caliente pueden transferir calor hasta unos 5000m. Sin embargo, como veremos más adelante, si las parcelas contienen humedad la transferencia de calor se puede prolongar hasta la troposfera o por encima de los 12.000 m.

La precipitación produce una disminución del calor de la superficie terrestre, ya que el calor específico del suelo aumenta con la humedad. Una parte considerable de la radiación solar evapora la humedad del suelo. Como podemos ver en la ilustración 37, con la misma cantidad de radiación solar la temperatura que alcanza el suelo húmedo en verano es bastante inferior a la que puede llegar a alcanzar el suelo seco. En invierno al mismo tiempo que se pierde calor hacia el espacio, ocurre la secuencia inversa. De esta forma las capas del subsuelo permanecerán más calientes que la superficie, que se enfriará rápidamente. La transferencia del calor de las capas del subsuelo es demasiado pequeña para compensar la pérdida de temperatura en la superficie, y la temperatura cae rápidamente.

El suelo enfría las capas superficiales de aire y estabiliza la atmósfera. Esta estabilidad no permite que se formen las parcelas de aire caliente y por lo tanto la transferencia de calor desde la parte más baja de la atmósfera se produce por conducción o por la radiación de calor.

El calentamiento o enfriamiento de la superficie de la tierra es tan sensible a las variaciones en la radiación neta, que está muy relacionado con el ciclo anual del sol. Las temperaturas más elevadas tienen lugar cerca del solsticio de verano y las mínimas cerca del solsticio de invierno.

En la ilustración 38 podemos ver que la respuesta energética de la superficie terrestre a la variación anual de la radiación solar es muy diferente a la del océano, que tiene una respuesta más lenta gracias a su mejor capacidad para almacenar energía y la profundidad a la que consigue penetrar.

21.6 Efectos de los contrastes de calor

La distribución de la tierra y el océano y sus diferentes capacidades caloríficas, junto con el ciclo anual del calor de radiación se combinan para generar un patrón de calentamiento atmosférico que es variable en espacio y tiempo. A continuación veremos cómo estos patrones de calentamiento se transforman en el movimiento que llamamos monzón. Los procesos necesarios para la transformación de este calentamiento en el viento monzón son los siguientes:

1. La creación de un gradiente de presión como resultado de calentamientos atmosféricos distintos en zonas con una energía potencial distinta.
2. Un movimiento atmosférico debido al gradiente de presión que se ha establecido para transformar la energía potencial en energía cinética.

Para representar el proceso tenemos un fluido que es el aire con una diferencia de temperatura, ya que el aire que está sobre el océano es frío y denso y el aire que se encuentra sobre el continente es ligero y caliente. Cuanto mayor es el calentamiento diferencial, mayor es la diferencia de peso de los dos volúmenes de aire. Es esta diferencia de peso, que la podemos entender como una diferencia de presión la que provoca que se genere un diferencial de presión. Este diferencial de presión empuja el aire frío del océano hacia el continente por la parte baja de la atmósfera y genera los vientos monzónicos.

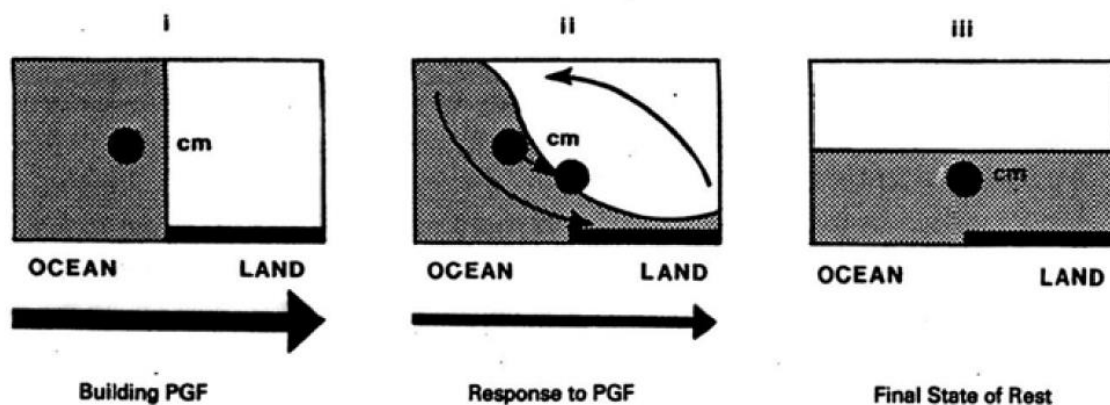


Ilustración 39. Creación de la circulación monzónica debido al gradiente de presión que se genera entre el océano y el continente. Fuente [6]

En la ilustración 39 podemos ver como se genera este gradiente de presión en superficie que provoca una circulación de vientos desde el océano hasta la tierra, ya que el viento fluye de las zonas de mayor presión a las zonas de menor presión. Esta circulación se mantiene hasta equilibrar las presiones del aire que está encima del océano y el aire que está encima del continente. El aire que proviene del océano es un aire muy húmedo. Este aire cuando llega al continente empieza a ascender, condensa y genera las grandes precipitaciones características del clima monzónico.

21.7 La humedad en la circulación monzónica

La humedad cambia completamente el carácter del monzón. Hasta ahora solo eran unos vientos conducidos por las fuerzas que producía la diferencia de temperatura entre el continente y el océano. La circulación monzónica está influenciada por las grandes cantidades de energía solar que quedan almacenadas en los océanos tropicales. Gracias a la humedad que producen las precipitaciones, ahora son las regiones continentales que actúan de manera similar y se convierten en extensiones del propio océano en este proceso. Incrementando de esta forma la intensidad del fenómeno. Mucha de la energía solar que incide en el océano y en la tierra húmeda se usa para evaporar agua. Esa energía queda almacenada en las moléculas de vapor de agua, que viajan con los vientos, de forma latente. La energía se libera sobre el continente durante la precipitación. Es por esto que los monzones se vuelven tan intensos, ya que toda esa energía acumulada se libera en una región geográficamente limitada sobre el continente que está a una temperatura muy elevada. El continente, que está caliente, actúa como catalizador i provoca un ascenso del aire caliente para liberar el calor acumulado.

La ilustración 40 nos muestra el impacto de la humedad en la intensidad del monzón. El esquema es el mismo proceso que hemos visto en la ilustración 39. En la parte superior podemos ver los cambios de temperatura que sufre el aire húmedo con la altitud. Si hay el vapor de agua suficiente y el aire asciende al llegar al continente caliente, el vapor de agua condensa y precipita sobre esa zona geográfica liberando el calor latente. El calor liberado se suma al contenido de calor del aire. La disminución de la temperatura del aire húmedo es mucho menor que si el aire no fuese húmedo, debido al incremento de temperatura que genera el calor latente que se libera durante la precipitación.

Cuando más caliente es el aire, mayor cantidad de vapor de agua puede contener. Las columnas de aire caliente tienen la capacidad de liberar más calor latente que las columnas más frías. La humedad provoca que la magnitud del fenómeno monzónico se multiplique ya que se produce un ascenso de aire caliente hasta una altitud mucho mayor y esas grandes columnas de aire contienen mucha más humedad y generan unas precipitaciones mucho más intensas y violentas.

El principal efecto de la humedad es aumentar el gradiente de presión de la parte superior de la troposfera. De hecho, cuando mayor es el calor latente del aire húmedo encima del continente, la temperatura de la parte superior de la troposfera encima de las regiones subtropicales del hemisferio norte (regiones monzónicas) es mucho mayor que el aire que se encuentra encima del ecuador.

El efecto de ese gran gradiente de presión que se forma en la parte superior de la troposfera lo podemos ver en la ilustración 40. Como resultado del calor latente, el aire ascendente en los subtropicos del hemisferio de verano forma de nubes convectivas de gran tamaño e intensas precipitaciones.

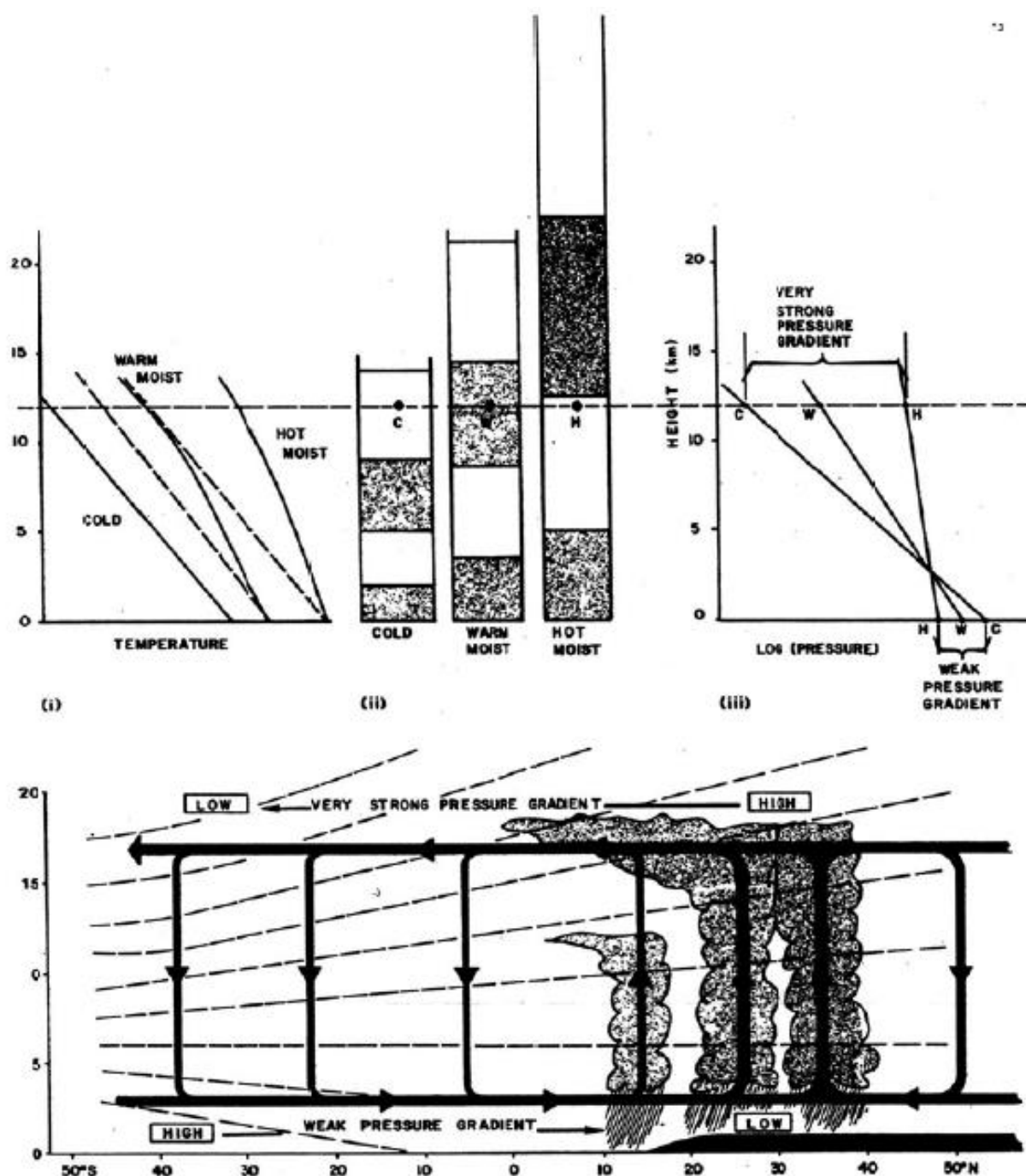


Ilustración 40. Efectos de la humedad en la circulación monzónica.

22 El monzón africano

(Fuente [3]; [15]; [33])

En todo el oeste africano, los fenómenos de variabilidad climática son un tema de vida o muerte para la población. La estación lluviosa, causada por el monzón influye de manera directa en la vida cotidiana de los habitantes de la zona. La intensidad de las precipitaciones, su fecha de inicio y de fin, así como su regularidad, son factores decisivos que tienen repercusiones en la agricultura, la salud, los recursos hídricos y la economía de la zona en general.

Los monzones africanos se desencadenan cuando aumenta la diferencia térmica entre el Océano Atlántico, más frío, y el centro del continente, donde el aire caliente es menos denso. Un flujo de aire oceánico húmedo penetra entonces desde el golfo de Guinea, en el sur, hacia el continente. Estos vientos provocan lluvias intensas de varios metros al año, que caen sobre los países costeros. Los vientos desplazan las grandes nubes convectivas por el interior del continente provocando también intensas precipitaciones. Las precipitaciones se originan cuando el aire caliente y húmedo asciende hacia las zonas frías y secas de la alta troposfera. Estos ascensos provocan una fuerte condensación y, por lo tanto, lluvias abundantes de tipo tormentoso. Al estar acompañado de liberación de calor, este fenómeno se intensifica por sí solo y se expande verticalmente, alcanzando alturas del orden de los 17 km.

A medida que asciende, esta especie de chimenea de aire caliente choca con una primera corriente de altura (hacia los 4000 m) y luego con otra (hacia los 12000 m). Ambas circulan de este a oeste. El encuentro de estas dos corrientes desvía esta Chimenea de aire ascendente y evita que termine ahogada bajo las precipitaciones que ella misma genera, aumentando considerablemente su duración de vida y la rapidez de su propagación hacia el oeste.

El sistema resultante de esta sucesión de fenómenos hace pensar en una especie de tormenta gigante de 200 a más de 1000 km de ancho, acompañada de lluvias torrenciales y de una enorme liberación de energía en forma de vientos y relámpagos. Tal sistema puede permanecer activo durante muchos días, barriendo todo el continente hasta desembocar en el océano Atlántico. La mayor parte de las lluvias recogidas en las zonas más áridas del oeste africano están generadas por este fenómeno.



Ilustración 41. Gran nube convectiva precipitando sobre el continente durante el monzón. Fuente: [27]

Clima monzónico africano

El clima monzónico africano engloba las áreas geográficas bajo dominio de los monzones, que se caracterizan por la inversión estacional de los vientos alisios y la alternancia de un periodo lluvioso y otro seco.

El mecanismo del monzón como hemos visto, no es simple. Combina a la vez procesos térmicos y dinámicos, en los que interactúan de forma compleja y un poco desconocida: la distribución de las superficies marinas y terrestres, la humedad, la orografía y la circulación atmosférica de las latitudes tropical y templada. En principio, la diferente aptitud de la tierra y el mar para calentarse o enfriarse es la responsable del gradiente térmico de presión entre el océano y el continente.

Bissau, la capital de Guinea-Bissau, ilustra el clima monzónico clásico de África occidental. La estación seca se extiende desde diciembre a abril y está caracterizada por el dominio de la circulación sahariana y la intervención del alísio continental (es el viento seco del NE llamado harmatán). La estación húmeda empieza a finales de mayo, precedida por fuertes tormentas, cada vez más intensas; llueve la mayoría de los días y las cantidades acumuladas de agua son muy importantes. Esta regularidad pluviométrica cesa en octubre y tras un breve periodo tormentoso, la precipitación es casi inexistente.

La temperatura media anual es similar a la ecuatorial, con un ligero aumento de la amplitud térmica. Los valores más altos se alcanzan durante la estación seca, de abril a junio, y los más bajos en el solsticio de invierno, coincidiendo con el mínimo de radiación solar. Con la llegada de las lluvias se produce un descenso térmico de varios grados, este descenso de la temperatura es imperceptible desde el punto de vista fisiológico por la elevada humedad del aire. Al finalizar la estación lluviosa, las temperaturas tienden a elevarse rápidamente.

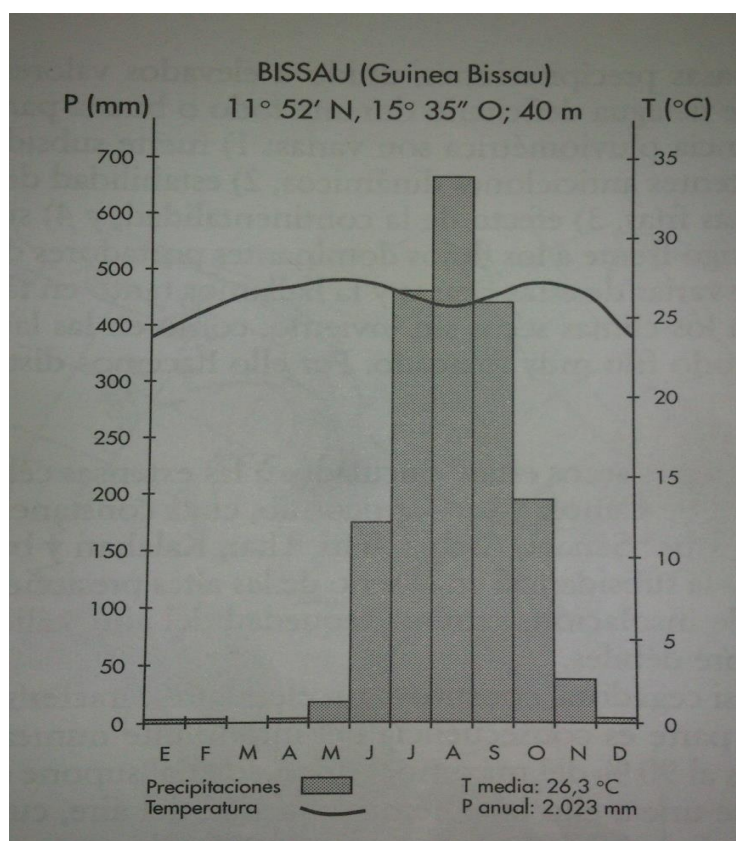


Ilustración 42. Climograma de Guinea-Bissau. Fuente: [3]

23 El Golfo de Guinea

(Fuente [17]; [18]; [33])

23.1 Geografía

El Golfo de Guinea se extiende desde el cabo de Palmas, situado en Liberia hasta el Cabo López, en Gabón. El golfo está dividido en dos golfos interiores: el golfo de Benín, al oeste y el golfo de Biafra, al este.

Los países que forman parte del golfo de Guinea son: Liberia, Costa de Marfil, Ghana, Togo, Benín, Nigeria, Camerún, Guinea Ecuatorial, Gabón y Santo Tomé y Príncipe.

En el interior del golfo de Guinea hay varias islas importantes:

- La isla de Santo Tomé está cerca de las costas de Gabón y la isla de Príncipe a las de Guinea Ecuatorial. Ambas islas constituyen la República de Santo Tomé y Príncipe.
- La isla de Bioko, cercana a las costas de Camerún y la de Annobón cercana a las costas de Gabón y a la isla de Santo Tomé.

Ciudades costeras

- San Pedro (Costa de Marfil)
- Abiyán (Costa de Marfil)
- Takoradi (Ghana)
- Saltpond (Ghana)
- Accra (Ghana)
- Lomé (Togo)
- Aného (Togo)
- Cotonou (Benín)
- Lagos (Nigeria)
- Oron (Nigeria)
- Calabar (Nigeria)
- Limbe (Camerún)
- Douala (Camerún)
- Bata (Guinea Ecuatorial)
- Libreville (Gabón)
- Port Gentil (Gabón)
- Santo Tomé (Santo Tomé y Príncipe)
- Porto Alegre (Santo Tomé y Príncipe)



Ilustración 43. Cabo palmas, punto geográfico donde empieza el golfo de Guinea. Fuente: [17]

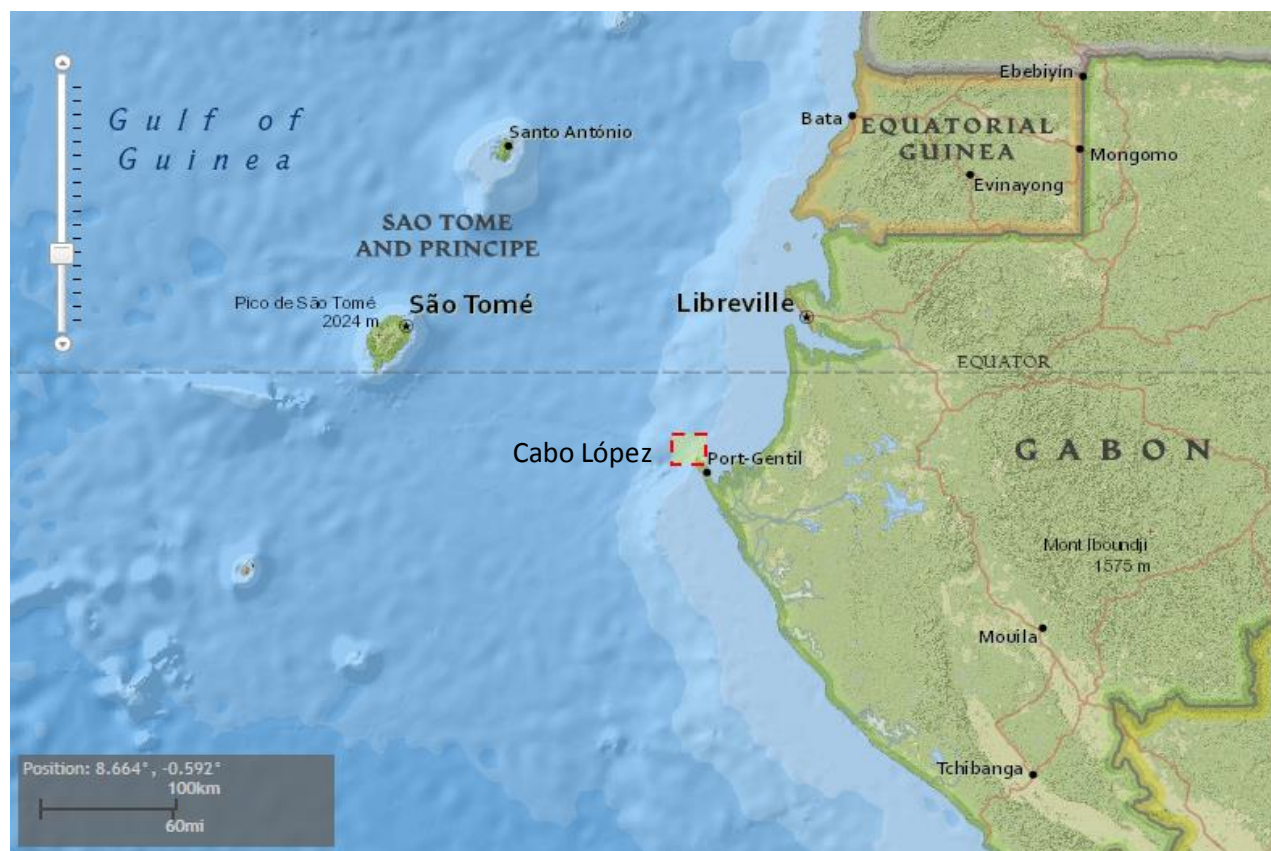


Ilustración 44. Cabo López, punto geográfico donde finaliza el Golfo de Guinea. Fuente: [17]

23.2 Tráfico marítimo en el golfo de Guinea

En el área marítima del golfo de Guinea se han detectado 13.558 MMSI⁸ distintos a lo largo de seis meses, según un estudio de la unión europea. El estudio tuvo lugar entre octubre de 2012 y marzo de 2013. En la siguiente tabla podemos ver una clasificación de los distintos buques que cruzaron el golfo de Guinea y sus zonas contiguas en ese período.

ship/cargo	Description	6 months	Mar 2013
0	Not available (default)	432	261
1-19	Reserved for future use	53	31
20-29	Wing in ground (WIG)	13	8
30	Fishing	369	190
31	Towing	52	33
32	Towing: length exceeds 200m ...	36	16
33	Dredging or underwater ops	67	36
34	Diving ops	18	15
35	Military ops	52	24
36	Sailing	576	96
37-38	Pleasure Craft	318	83
39	Reserved	38	28
40-49	High speed craft (HSC)	47	31
50	Pilot Vessel	24	16
51	Search and Rescue vessel	25	22
52	Tug	419	304
53	Port Tender	10	7
54	Anti-pollution equipment	8	6
55	Law Enforcement	19	14
57	Spare - Local Vessel	8	7
58	Medical Transport	1	0
59	Non-combatant ship ...	6	5
60-69	Passenger	331	200
70-79	Cargo	5,446	2,224
80-89	Tanker	2,154	966
90-99	Other Type	614	386
	Missing or reserved ship/cargo type	2,422	621
Total		13,558	5,630

Ilustración 45. Tráfico marítimo en el golfo de Guinea. Fuente [18]

⁸ MMSI: Siglas del inglés (Maritime Mobile Service Identity). Está compuesto por una serie de nueve dígitos que identifica a las estaciones costeras y a las estaciones de barco del servicio móvil digital.

La distribución del tráfico marítimo en el golfo de Guinea la podemos ver en la ilustración 46. En esta imagen podemos ver que la mayor densidad de buques la tenemos en los puertos más importantes del Golfo de Guinea. Tenemos una ruta muy marcada que va desde el norte de África hacia el sur resiguiendo toda la costa. Todos los buques de esa ruta atraviesan toda la región del golfo de Guinea y una gran parte hacen escala en el mismo golfo para cargar o descargar carga general, petróleo y otros tipos de carga. La segunda ruta que tenemos es una ruta que no cruza el golfo de Guinea sino que lo evita i pasa directamente cabo Palmas hacia el sur de África. Esta segunda ruta no se vería tan afectada por los efectos del monzón ya que la zona más afectada es la costa del golfo. La tercera ruta se desvía hacia el oeste a la altura de las islas Canarias, esos tráficos no se acercan al golfo de Guinea y por lo tanto no sufren los efectos del Monzón africano.

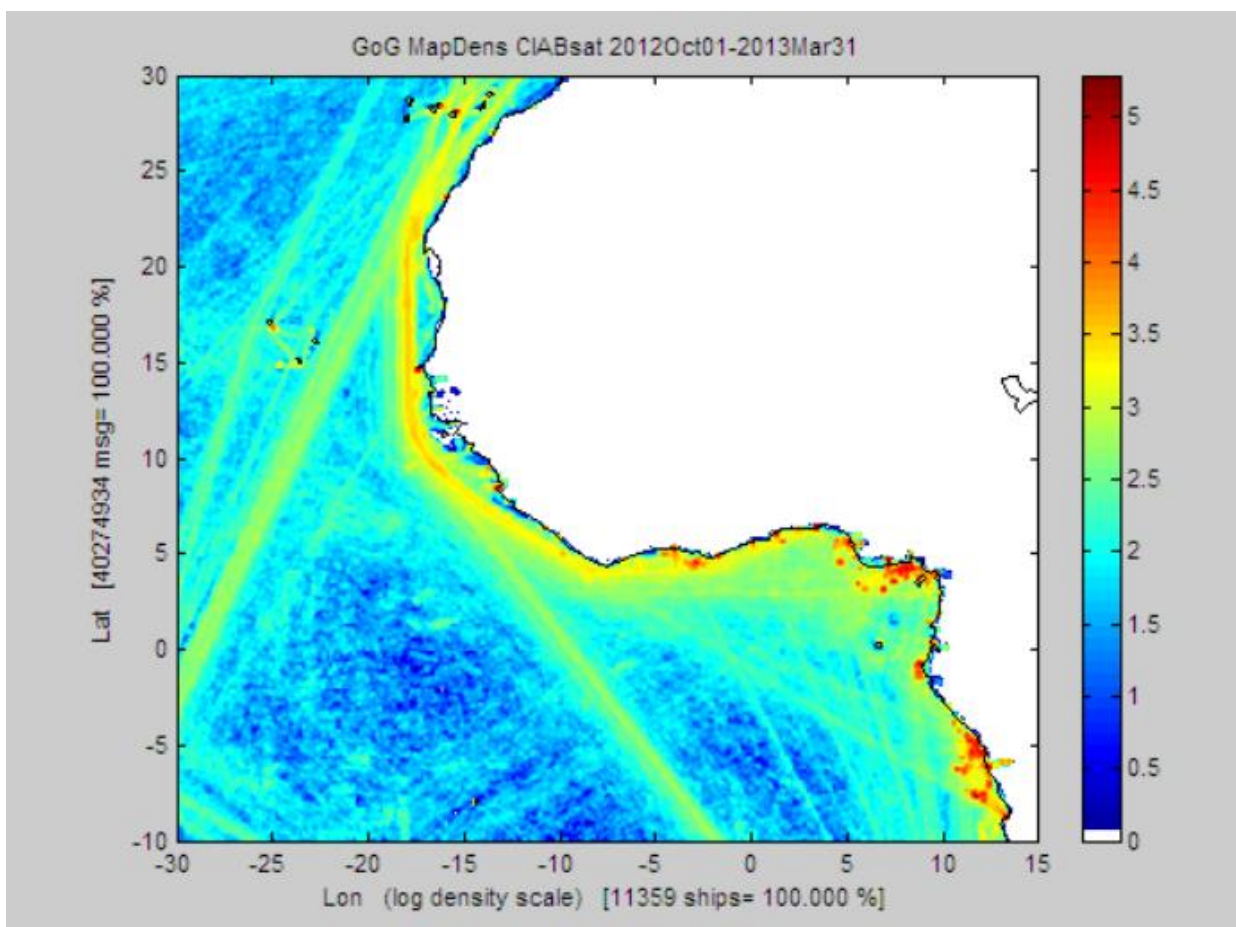


Ilustración 46. Rutas marítimas del golfo de Guinea y densidad de buques. Fuente: [18]

23.3 Análisis de los distintos Países del golfo de Guinea

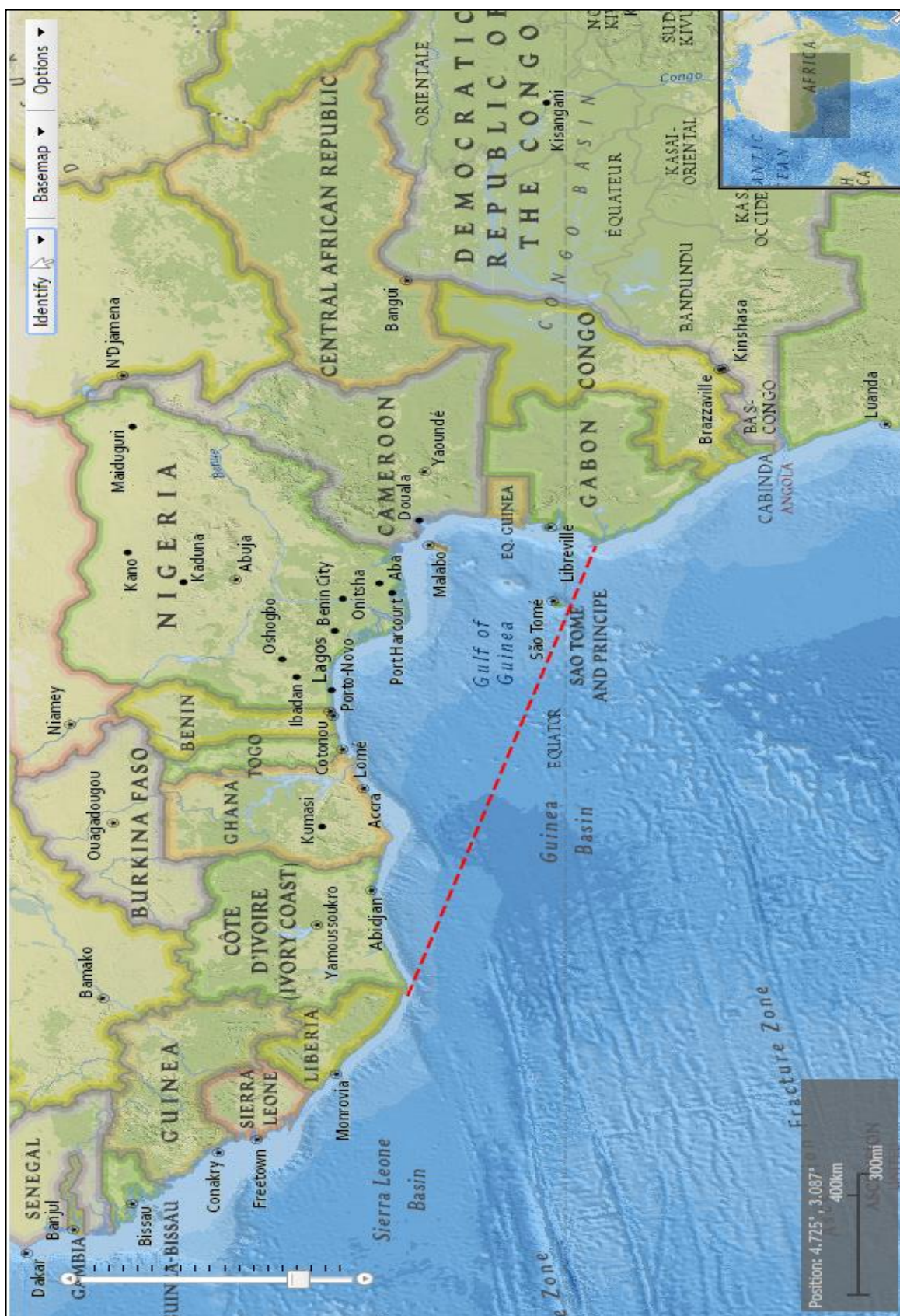


Ilustración 47. Países del golfo de Guinea. Fuente: [18]

Liberia

El clima de Liberia es tropical, característico de la selva pluvial, con temperaturas medias de 18 °C en las montañas del norte y 27° en la costa. La temporada de lluvias empieza en mayo y termina en octubre, con precipitaciones muy fuertes en la costa que pueden dejar 2500 mm anuales de precipitación, que van disminuyendo hacia el interior. La estación seca se mantiene durante el resto del año, en la estación seca el harmatán proveniente del Sahara cargado de arena sopla hacia el interior y hace el tiempo incómodo para los residentes y visitantes. La temperatura media está alrededor de 24° C durante todo el año. Rara vez suben por encima de los 41° C, aunque la alta humedad en la temporada de lluvias hace que se sienta más cálido de lo que realmente es.

El comienzo de la temporada de lluvias tiene lugar entre abril y junio de una forma muy lenta, que se caracteriza por las tormentas cortas intercaladas con varios días secos. Las lluvias fuertes empiezan en junio y son muy largas e intensas, con la excepción de un corto período de tiempo de dos semanas en julio o agosto.

En el gráfico podemos ver que la precipitación está por debajo de los 10 mm diarios durante la mayoría de días de la estación seca. A partir del mes de mayo se incrementa la precipitación. Los picos diarios con precipitación muy abundante los encontramos en los meses de la estación húmeda, que vienen provocados por las fuertes tormentas características del clima monzónico. Durante el mes de julio podemos ver una disminución de la precipitación debido a esa parada que hacen las lluvias monzónicas de unas dos semanas.

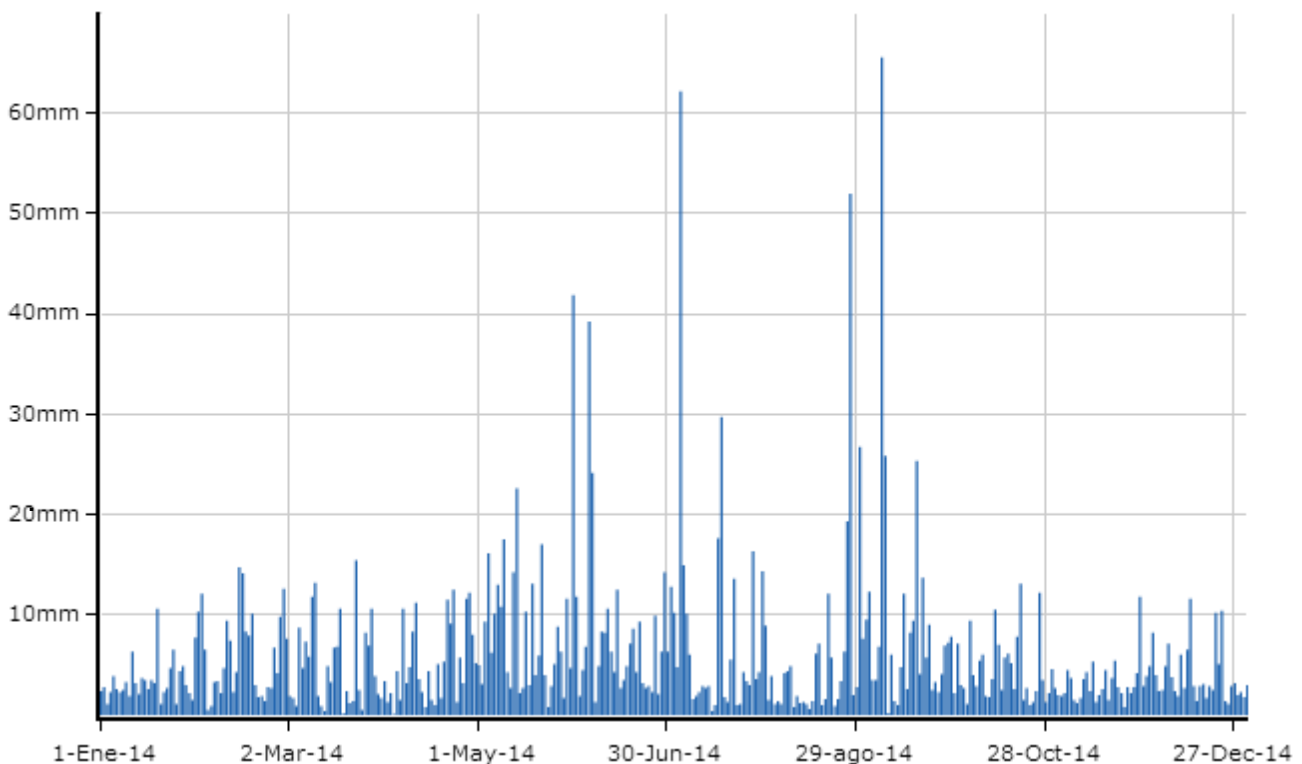


Ilustración 48. Precipitación en Harper (Liberia) durante el año 2014. Fuente: [19]

Costa de Marfil

Tiene un clima típicamente tropical, con temperaturas medias que se sitúan entre los 26 y 28º C y una distribución de las precipitaciones que permite diferenciar, como mínimo, dos grandes dominios biogeográficos: la mitad sur y el sector septentrional del país.

La mitad meridional tiene unas lluvias abundantes de unos 2000 mm al año, que se reparten en dos estaciones húmedas y dos estaciones más secas de corta duración. Hacia el norte, las cantidades de lluvia disminuyen hasta los 1400 mm; de diciembre a febrero tienen una estación seca bien delimitada. En el gráfico de lluvias del año 2014, en la ciudad costera de Abiyán podemos identificar dos períodos lluviosos. El primer período, entre abril y principios de julio deja la mayor parte de las precipitaciones. En octubre empieza el segundo período, en este período las lluvias son más frecuentes y de poca intensidad.

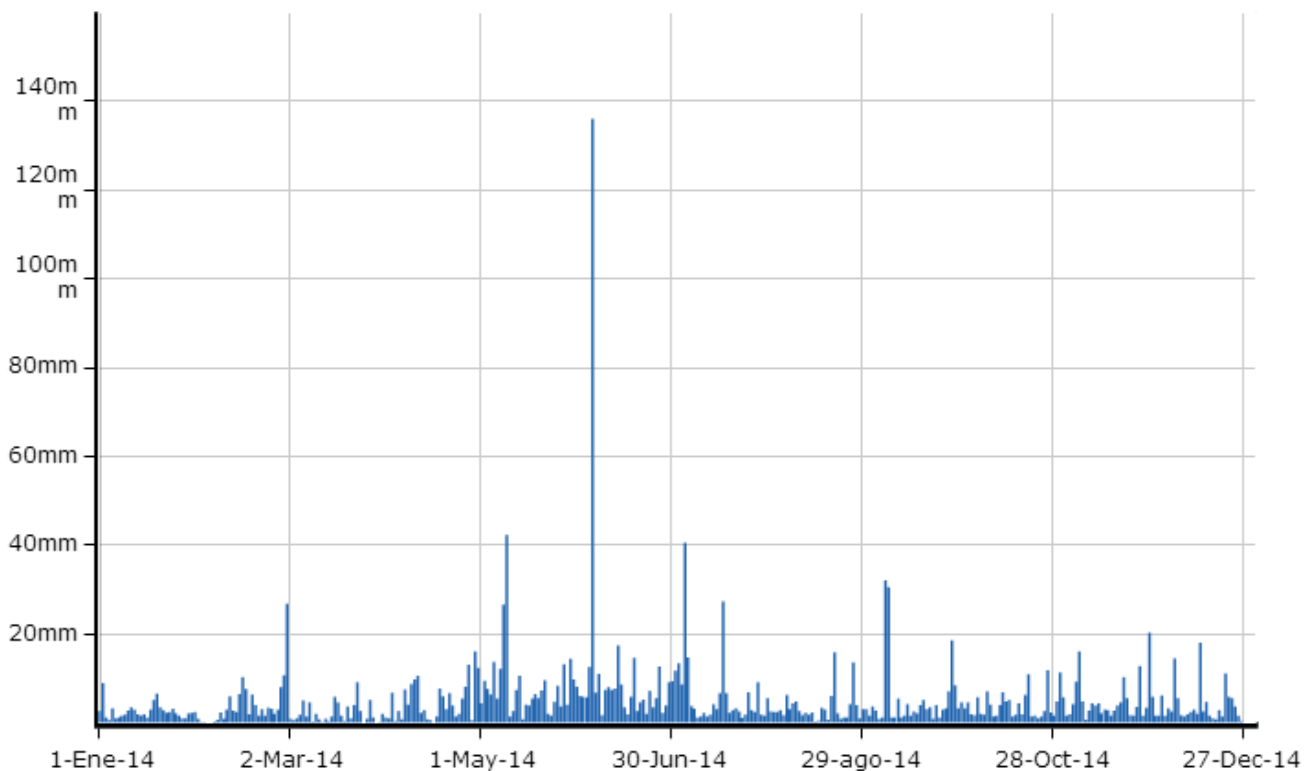


Ilustración 49. Precipitación en Abiyán (Costa de Marfil) durante el año 2014. Fuente: [19].

Ghana

Ghana tiene un clima típicamente tropical, con unas temperaturas uniformes de entre 26 y 29 °C. Las precipitaciones muestran un descenso de sur a norte en días de lluvia anuales y en cantidades las de lluvia recibida. La costa recibe, en general, más de 1200 mm de lluvia, que se reparten principalmente en dos períodos lluviosos. El primero de abril a junio y el segundo de setiembre a noviembre, aunque en el suroeste las lluvias están presentes durante todo el año menos en diciembre y enero.

La estación seca se alarga durante unos seis meses en el norte y en invierno, la humedad del ambiente puede ser muy baja. El litoral, en cambio, es mucho más húmedo y solo las brisas marinas pueden atenuar la sensación de bochorno.

En el gráfico de lluvias de Accra durante el año 2014 podemos distinguir con facilidad los dos períodos lluviosos típicos de la costa de Ghana.

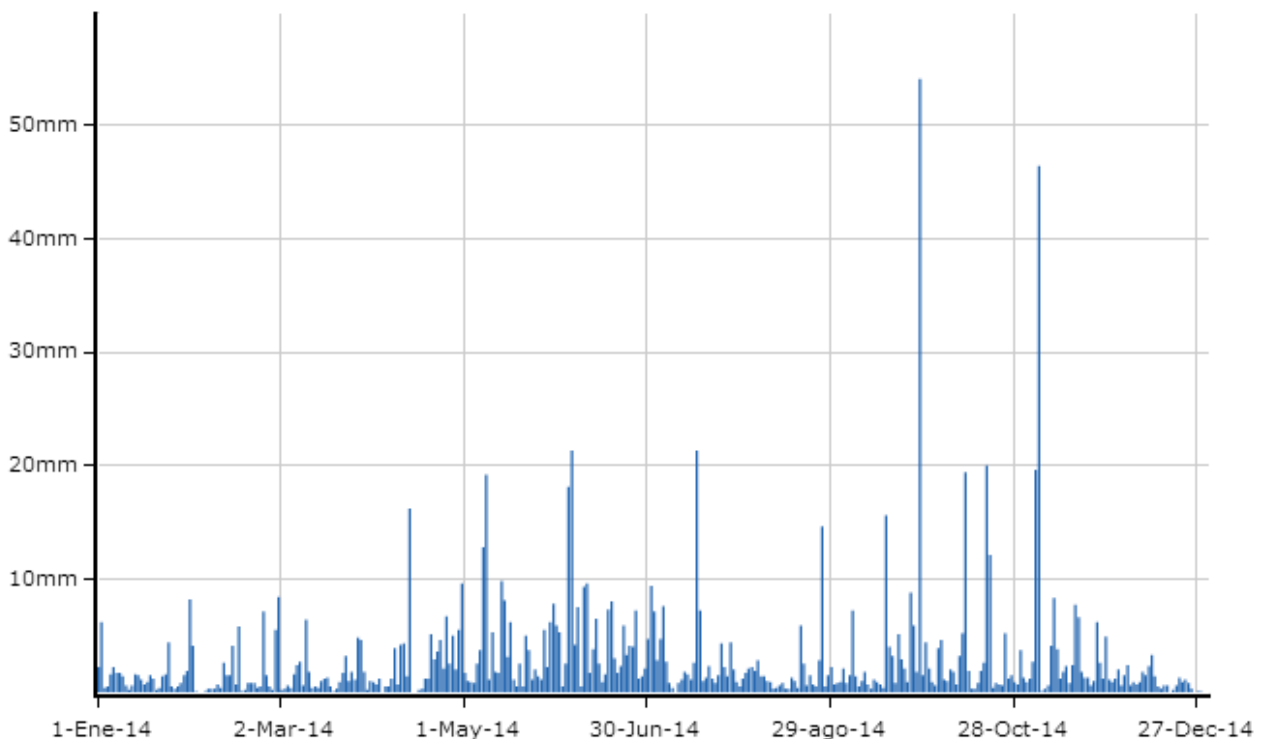


Ilustración 50. Precipitación en Accra (Ghana) durante el año 2014. Fuente: [19]

Togo

En Togo los contrastes climáticos más acentuados se dan entre el sur-oeste, que es muy húmedo y recibe unos 1700 mm de lluvia anuales y el sur-este, muy seco en comparación con las otras áreas litorales de África occidental ya que la ciudad de Lomé solo recibe unos 760 mm de lluvias anuales. En el interior las precipitaciones sobrepasan los 1000 mm, aunque tienden a concentrarse en los meses de verano. Las temperaturas anuales están entre 24 y 27º C.

Como podemos ver en el gráfico de lluvias del año 2014, la ciudad costera de Lomé recibe una cantidad muy pequeña de lluvias. Estas lluvias tienen lugar en dos períodos húmedos que van de mayo a julio y de setiembre a noviembre. Durante el resto del año reina la estación seca.

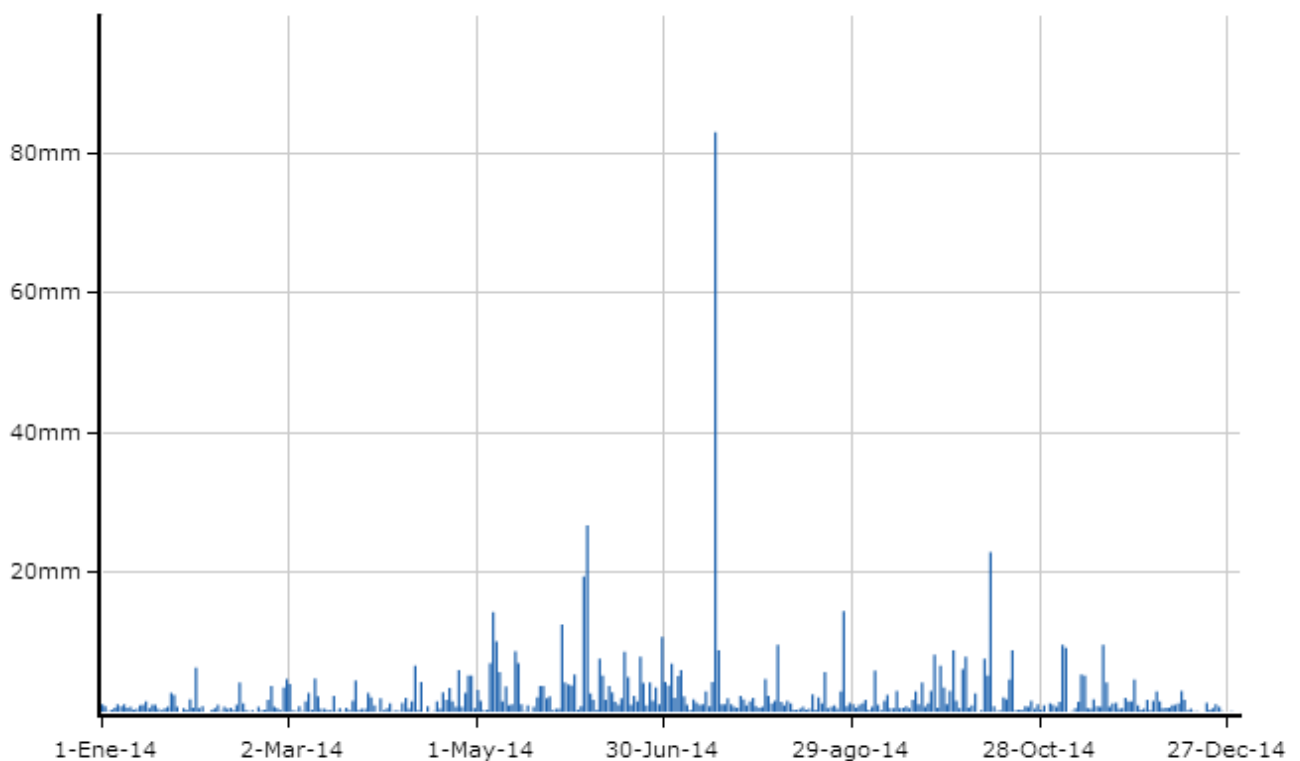


Ilustración 51. Precipitaciones en Lomé (Togo) durante el año 2014.

Benín

Benín tiene unas Características climáticas típicas de África occidental. La temperatura media anual oscila entre 25 y 28 grados, con una amplitud térmica más acentuada en el interior. El litoral recibe precipitaciones de más de 1000 mm anuales, que se distribuyen en dos estaciones húmedas y dos estaciones secas, más cortas.

La estación de lluvias se reduce de mayo a setiembre hacia el norte, con cantidades de unos 700 mm anuales. En el gráfico siguiente podemos ver las precipitaciones en la ciudad costera de Cotonou durante el año 2014. Como podemos observar las lluvias empiezan en el mes de mayo y cesan a principios de noviembre. Durante este período la estación lluviosa sufre una parada en el mes de agosto y retoma las lluvias con una fuerte tormenta el día 29 de ese mes. Una vez más podemos observar esta figura de dos estaciones húmedas en las ciudades costeras del golfo de Guinea.

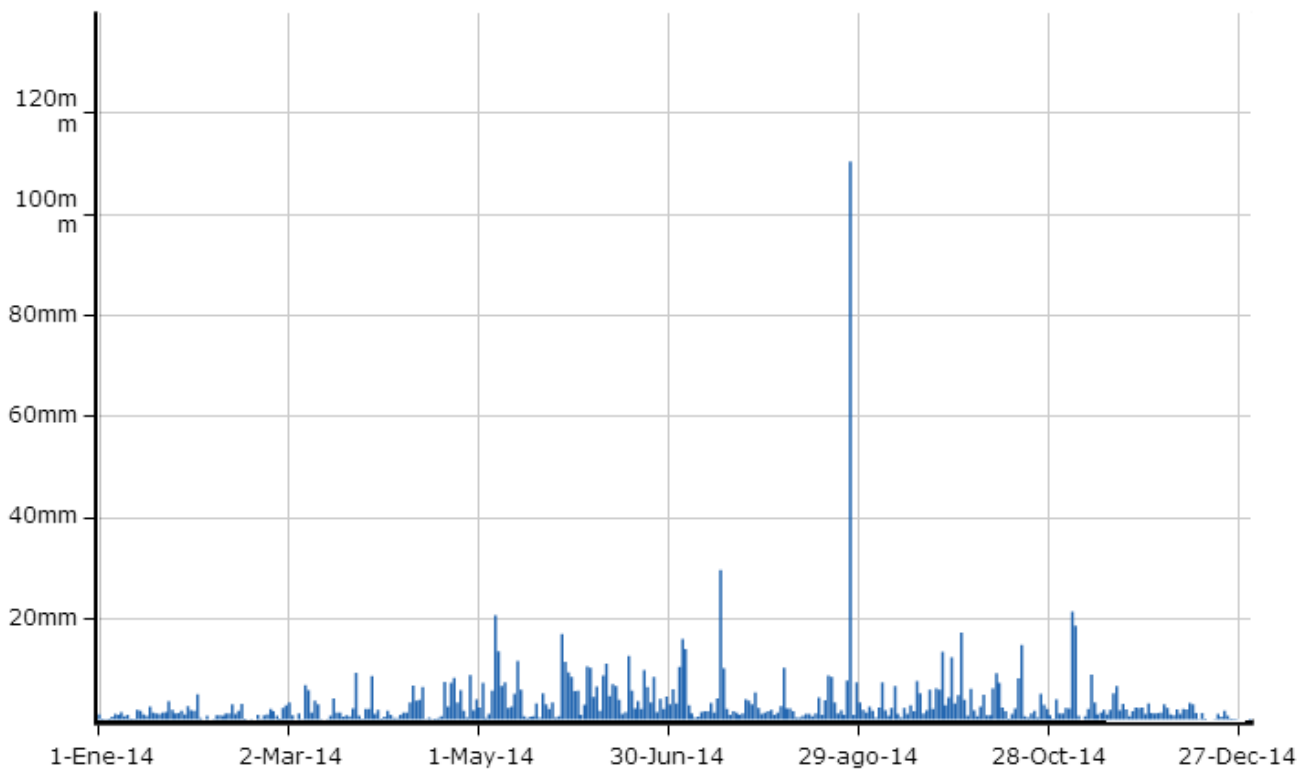


Ilustración 52. Precipitación en Cotonou (Benín) durante el año 2014. Fuente: [19]

Nigeria

Nigeria tiene un clima típicamente tropical, caracterizado por unas temperaturas generalmente elevadas todo el año y por importantes diferencias en la cantidad y distribución de las precipitaciones. Al litoral del golfo de Guinea se registra una humedad ambiental muy elevada y una temperatura media anual de unos 30° C, que varía muy poco a lo largo de las estaciones.

La cantidad y la distribución de las lluvias en Nigeria dependen mucho de los vientos del flujo SO-NE, que son los vientos Monzones que aportan humedad procedente del atlántico. Estos flujos húmedos pueden llegar hasta los 20° de latitud, en los límites del Sahara, dependiendo del movimiento hacia el norte de la ZCIT en los meses de verano. En invierno, el norte y el centro de Nigeria se ven afectados por vientos cálidos y secos provenientes del Sahara. La presencia de masas de aire atlánticas determina la duración de la estación seca y es un factor crítico para la agricultura.

En las costas del golfo de Guinea, las precipitaciones son abundantes y pueden llegar hasta los 3000 mm anuales. En el centro del país, la estación seca puede durar hasta seis meses o más, con registros de precipitación que no llegan a los 1500 mm anuales. En el extremo septentrional de Nigeria, la estación seca dura 10 meses y las cantidades de lluvia recogidas, concentradas en los meses de julio y agosto están por debajo de los 1000 mm anuales. Las condiciones de sequía afectan periódicamente a una buena parte del país.

En el gráfico podemos ver que las lluvias en la costa, concretamente en la ciudad de Lagos durante el año 2014 se concentran entre los meses de mayo y octubre. También se puede identificar un pequeño período de descanso en el mes de agosto que separaría la estación lluviosa en dos partes.

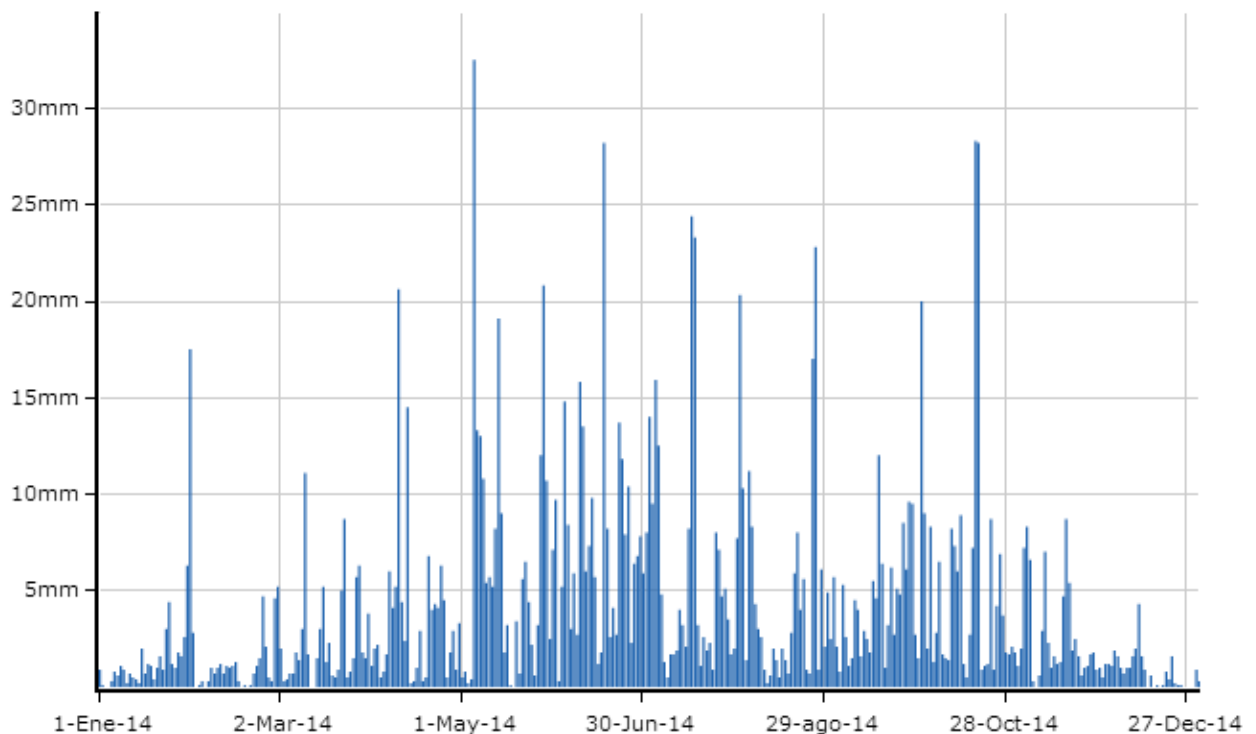


Ilustración 53. Precipitación en Lagos (Nigeria) durante el año 2014. Fuente: [19]

Camerún

No se puede hablar de un solo clima en Camerún, sino de distintos climas que varían de norte a sur. En la región más septentrional el clima es de tipo sahariano, cálido y seco. Esta región recibe solo 610 mm de precipitación anual concentradas de junio a setiembre. Esta falta de lluvias provoca periodos de sequía perjudiciales para la agricultura.

En la zona intermedia predomina el clima de sabana, con una estación seca y una estación húmeda, mientras que en la región sur y suroeste el clima es de tipo ecuatorial, con dos estaciones secas y dos estaciones húmedas. Una de marzo a abril y otra de mayo a noviembre con lluvias de unos 1500 mm anuales. En el gráfico de las lluvias del año 2014 en la ciudad costera de Douala, se pueden identificar de manera muy clara esos dos períodos lluviosos.

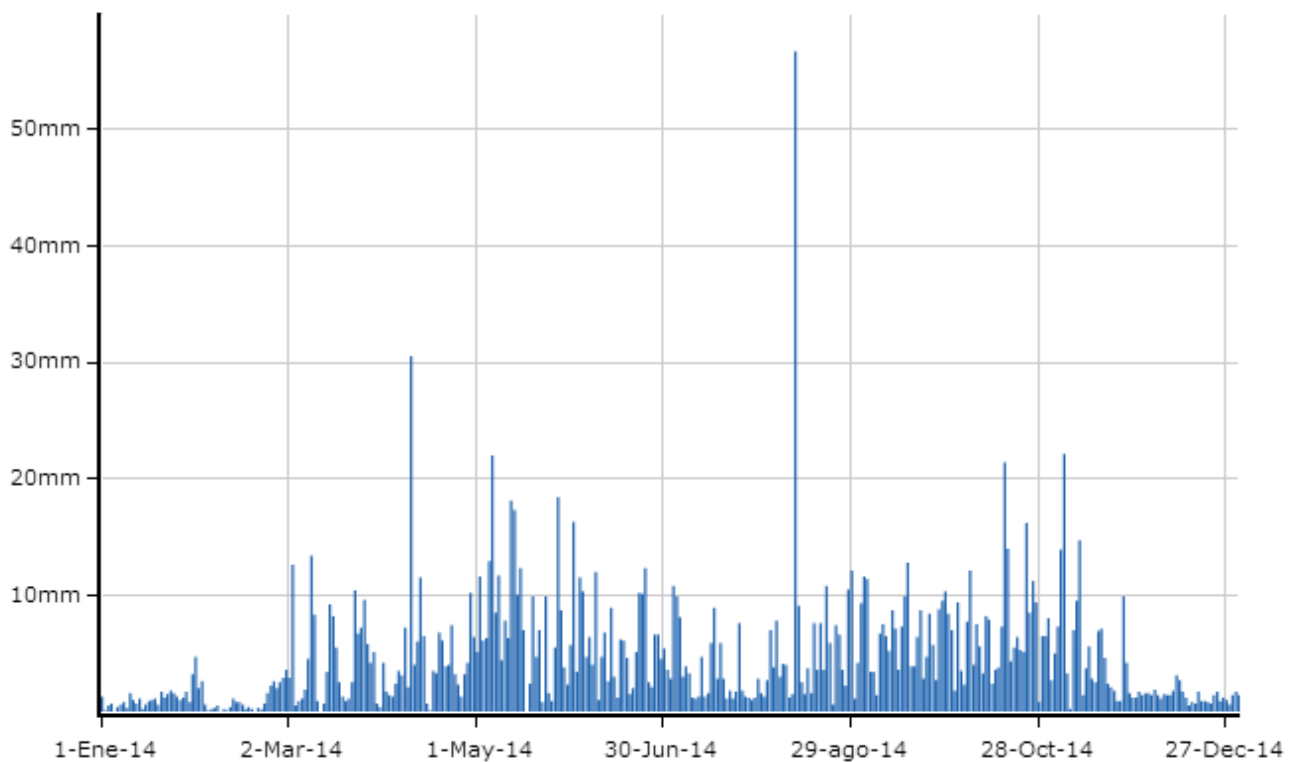


Ilustración 54. Precipitación en Douala (Camerún) en el año 2014. Fuente: [19]

Guinea ecuatorial

Guinea ecuatorial tiene un clima ecuatorial en el continente y en las islas, sus características principales son una temperatura elevada durante todo el año y unos niveles de humedad muy altos. Las precipitaciones se concentran en dos estaciones húmedas muy marcadas separadas por un período seco en los meses de julio y agosto. En el gráfico de las lluvias en la ciudad de Bata durante el año 2014 podemos distinguir perfectamente los dos períodos lluviosos que van de marzo a julio y de setiembre a noviembre. La media anual de lluvias está sobre los 1500 mm.

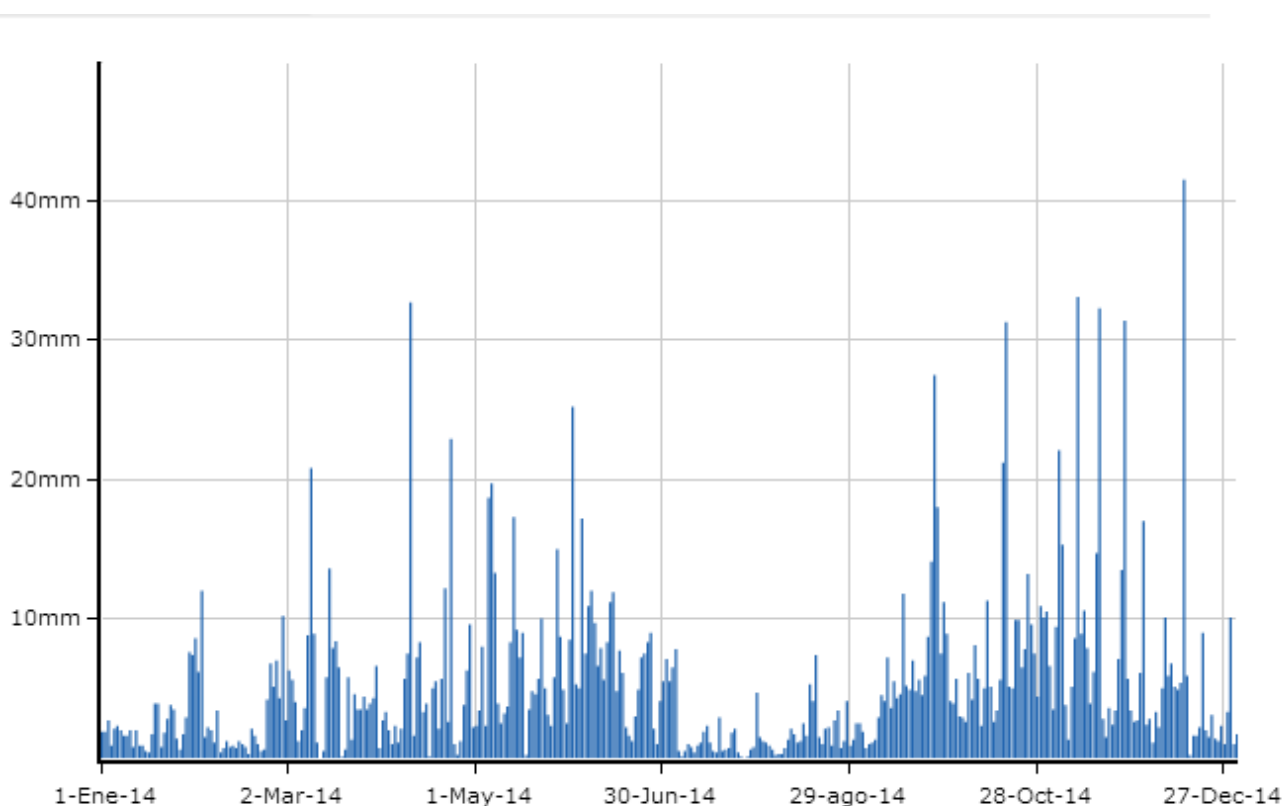


Ilustración 55. Precipitación en Bata (Guinea Ecuatorial) en el año 2014. Fuente [19]

Gabón

El clima es de tipo ecuatorial, con temperaturas y humedades elevadas, pero con variaciones regionales remarcables, sobretudo en el régimen de las precipitaciones, que pueden variar entre los 3000 mm anuales y los 1500mm.

Se distinguen dos estaciones con niveles máximos de lluvia de marzo a julio y de setiembre a diciembre. Al sur del país se produce una verdadera estación seca que va de junio a octubre. La amplitud térmica es muy reducida de entre 2 y 3 grados con temperaturas medias de entre 25 y 27°C. En el gráfico de precipitaciones en la ciudad costera de Libreville podemos observar esas dos estaciones lluviosas que pueden dejar unos 3000 mm anuales en las zonas costeras.

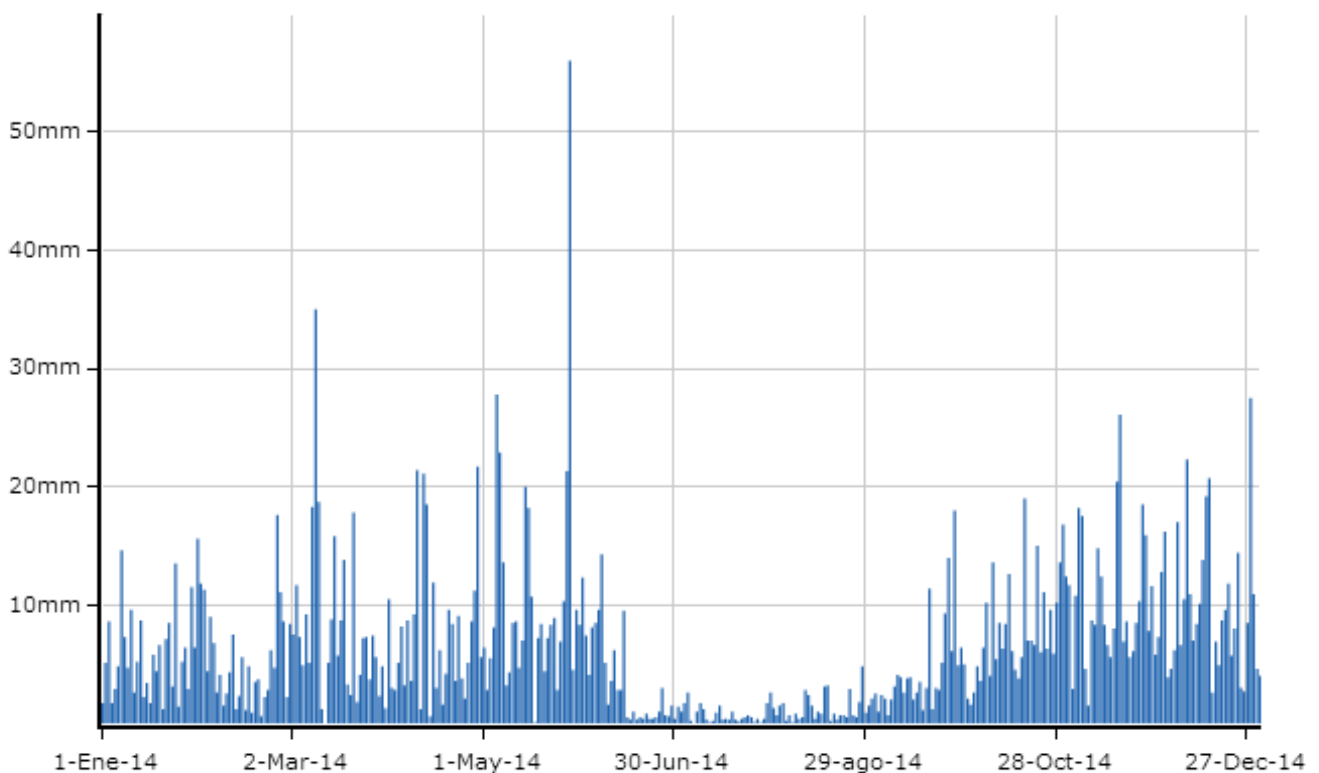


Ilustración 56. Precipitaciones en Libreville (Gabón) en el año 2014. Fuente: [19]

Santo tomé y Príncipe

El clima es predominantemente ecuatorial, con una humedad y una temperatura elevadas. Hay distintos microclimas relacionados con los distintos grados de lluvia. Se distinguen una estación húmeda que va de octubre a mayo y una estación seca que va de junio a setiembre. Las temperaturas no son muy altas. La media anual es de 25,7°C en el litoral.

En el gráfico de lluvias de la ciudad de Santo Tomé se pueden ver las estaciones seca y húmeda de una forma muy clara. Durante la estación húmeda las precipitaciones son constantes con algunos días de fuertes lluvias. La media anual de lluvias es, como en la mayoría de ciudades costeras del golfo de Guinea, de unos 1500 mm anuales.

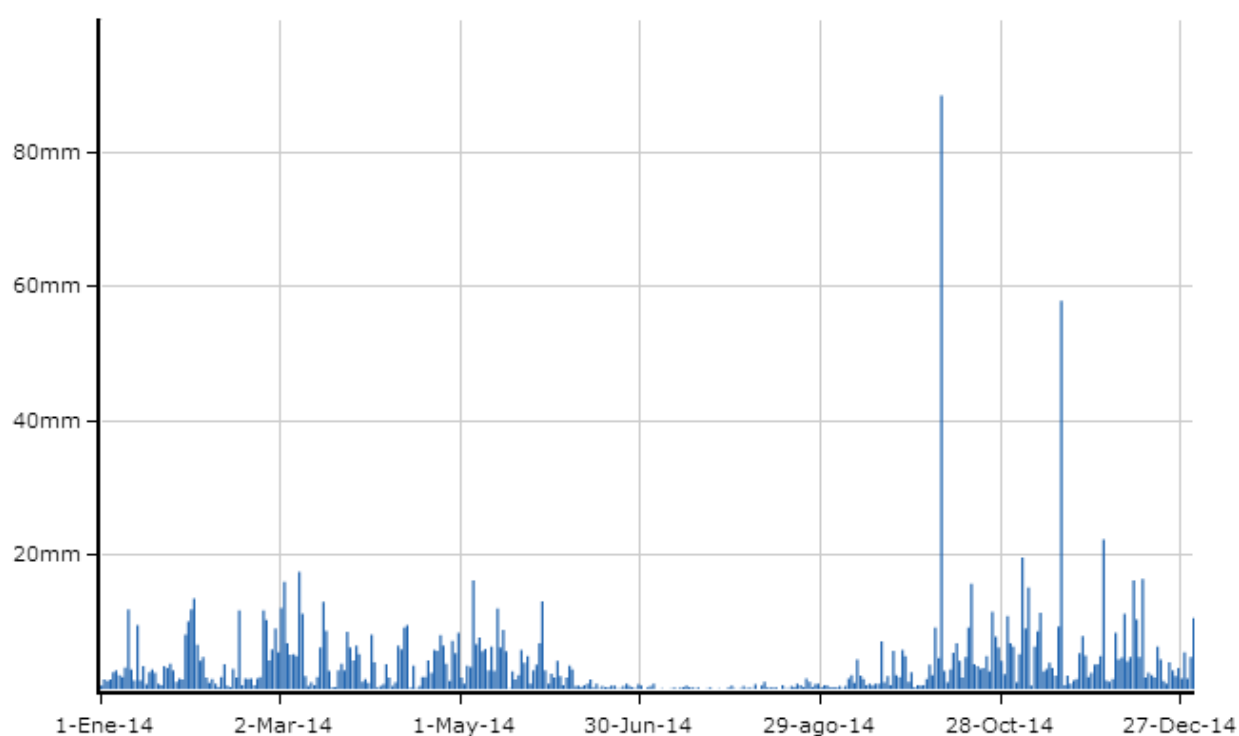


Ilustración 57. Precipitación en Santo Tomé (Santo Tomé y Príncipe) en el año 2014. Fuente: [19]

24 Como afecta el período monzónico a los países del golfo de Guinea

(Fuente [20]; [21]; [23]; [24])

Es importante la realización de una previsión anual de las estaciones lluviosas del monzón africano. La agencia meteorológica de Nigeria, es la única agencia de todos los países del golfo de Guinea que realiza una previsión de la temporada de lluvias y muestra los impactos que ese año tendrán las lluvias en el país. Nigeria está en medio del golfo de Guinea y todos los países del golfo reciben las lluvias monzónicas de una manera muy similar y con una distribución parecida. En los gráficos de lluvia del 2014 de los países del golfo de Guinea hemos podido comprobar que cada ciudad tiene un patrón de lluvias un poco distinto. Se han analizado las ciudades costeras más importantes de los distintos países del golfo, ya que esta selección representa de una forma muy adecuada el clima en el golfo.

En el patrón de lluvias que reciben estas ciudades no están muy claras las estaciones lluviosas, ya que al ser ciudades costeras no se ven tan afectadas por las grandes nubes convectivas que genera el monzón. Estas nubes tan densas afectan los países y ciudades más continentales del oeste de África. Lo que si podemos ver es que los días de lluvias muy intensas, en algunos casos de hasta más de 100 mm/m² de precipitación en un solo día sí que están concentrados entre los meses de mayo y octubre. También es fácil observar que el aproximadamente el 80% de las precipitaciones en estas ciudades se encuentran en este período de tiempo.

A continuación veremos que impactos tiene el monzón en las actividades que se realizan en todas las ciudades del golfo de Guinea. Una de las actividades que sufre más la estacionalidad de las lluvias y necesita de estas previsiones es la agricultura.



Ilustración 58. Agricultura en Nigeria. Fuente: [21]

24.1 Agricultura

La agricultura es uno de los sectores más vulnerables a la variabilidad del tiempo y el clima. Una buena previsión de las lluvias reduce los riesgos y aumenta las posibilidades de obtener mejores cosechas. Dependiendo de la previsión de las lluvias las autoridades aconsejan:

- Tener en cuenta que se espera una temporada agrícola bastante corta. Ya que las lluvias este año 2015 en Nigeria estarán muy concentradas y la tierra se mantendrá en condiciones óptimas menos tiempo.
- Aconsejan plantar cosechas resistentes a la sequía.
- Pedir a las agencias del gobierno información sobre las variedades de semillas adecuadas para la temporada.
- Hacer esfuerzos para almacenar la máxima cantidad de agua de lluvia posible.



Ilustración 59. Sequía extrema en períodos con poca precipitación. Fuente: [20]

Los períodos de sequía son muy peligrosos y todos estos consejos al inicio de la temporada pueden paliar muchos de sus efectos. Una gran parte de la economía de estos países depende de la agricultura. Una sequía larga puede provocar una falta de alimentos muy seria. La variabilidad del monzón y sus lluvias es un gran riesgo que corren los países con clima monzónico.

24.2 Recursos Hídricos

Los recursos hídricos se tienen que gestionar de forma adecuada dependiendo de la cantidad de lluvias previstas para la temporada húmeda. Si la previsión de lluvias está por debajo de lo normal se tienen que aplicar restricciones para evitar agotar los recursos existentes. Las restricciones se aplican al uso doméstico, industrial, en la red de transporte interno de agua y en todas las actividades agrícolas del país. Las restricciones de agua para los cultivos se avisan con antelación para que los agricultores puedan prepararse y abastecerse con medios propios de almacenamiento de agua.



Ilustración 60. Recursos hídricos. Fuente: [21]

24.3 Recursos energéticos

Un evento climatológico extremo puede suponer un riesgo muy grande para la industria de estos países. Un período de lluvias por encima de lo normal tiene un impacto muy positivo para la generación de energía hidroeléctrica. Si las lluvias están por debajo de lo normal, se pueden generar grandes tensiones ya que las presas disminuyen su caudal y la generación de energía se ve reducida drásticamente.

Es muy importante gestionar de forma adecuada las distintas presas situadas por todo el golfo de Guinea siguiendo la previsión anual de las lluvias. Es importante aumentar el rendimiento de las presas situadas en zonas donde se prevé que la precipitación será importante y disminuir el rendimiento y mantener los caudales de las presas de las zonas que recibirán menos agua.



Ilustración 61. Recursos hídricos para la generación de energía hidroeléctrica en Nigeria. Fuente: [21]

24.4 Sector aéreo

El tiempo es un factor crítico en la seguridad de la navegación aérea. Es necesario tener una información meteorológica precisa y actualizada para determinar si el espacio aéreo es seguro. Las condiciones en la época de lluvias pueden ser adversas en muchos casos. Los principales problemas son las espesas nieblas provocadas por el harmatán. La falta de visibilidad puede provocar la paralización del espacio aéreo, causar retrasos y cancelaciones en los vuelos.

Las peores condiciones meteorológicas para el sector aéreo se suelen dar al inicio de la estación húmeda y al final de la misma. Los pilotos están preparados para tomar medidas de seguridad adicionales durante los despegues y los aterrizajes para evitar los peligros del tiempo causados por la niebla, los fuertes vientos, la visibilidad reducida por las lluvias intensas y las pistas de aterrizaje resbaladizas.



Ilustración 62. Pista de aterrizaje en malas condiciones debido a lluvias intensas. Fuente: [21]

24.5 Sector ferroviario

El mal tiempo aumenta el riesgo de retrasos, interrupciones, daños y fallos en las infraestructuras ferroviarias. Las lluvias pasan factura a estas instalaciones, ya que están al aire libre i no tienen protección alguna. Los fallos eléctricos o cortes en las vías son muy frecuentes.



Ilustración 63. Terminal ferroviaria de Lagos (Nigeria). Fuente: [21]

24.6 Sector marítimo

La industria del petróleo y el gas, el transporte marítimo, la pesca y las actividades marítimas dependen de los partes meteorológicos actualizados y precisos. La agencia meteorológica de Nigeria proporciona servicios meteorológicos para garantizar la seguridad, la eficiencia y la efectividad de las operaciones costeras en este sector. La pesca y las actividades recreativas se benefician si la estación lluviosa tiene una intensidad por debajo de lo normal.

En los períodos más inestables, que se dan al principio y al final de la estación lluviosa es frecuente la aparición de fuertes tormentas acompañadas de vientos de gran intensidad. Durante esas tormentas se pueden producir interrupciones en las operaciones marítimas. También se pueden ver interrumpidas las actividades de exploración y prospecciones que realizan las compañías petrolíferas.

Las actividades más afectadas por los fuertes vientos de la estación lluviosa son la pesca, las actividades recreativas que se realizan en la costa y las actividades de las industrias del gas y el petróleo.

En el sector portuario las terminales han avanzado mucho en los últimos años. El grupo Balloré África logistics tiene las concesiones de la mayoría de puertos del golfo de guinea y los ha dotado de terminales de contenedores, terminales de petróleo y terminales de gas de última generación. Estas instalaciones ya han sido pensadas y diseñadas para soportar la estación lluviosa y solo se paralizan las operaciones en condiciones muy extremas de viento y lluvia.



Ilustración 64. Terminal de contenedores del grupo Bolloré en Lomé (Togo). Fuente [25]

25 ENSO (El Niño)

(Fuente [7])

El fenómeno denominado Oscilación meridional El Niño provoca enormes cambios en la temperatura de la superficie marina en todo el océano Pacífico. Este hecho provoca espectaculares variaciones en el clima global, incluidas inundaciones y sequías, que siguen un ciclo algo irregular.

La distribución anual de la presión atmosférica sobre el océano Pacífico es de altas presiones sobre la región SE y de bajas presiones sobre la región O de la zona ecuatorial. El gradiente de presiones entre estos dos centros crea una circulación de aire latitudinal denominada célula de Walker. Los alisios del SE soplan a baja altitud dentro de la célula de Walker y empujan agua caliente hacia el O del Pacífico. El resultado es que suele haber agua muy caliente hacia el O del Pacífico ecuatorial, por ejemplo, en torno a Indonesia, y agua mucho más fresca a lo largo de la costa O de Sudamérica ecuatorial.

Cada pocos años, la zona de altas presiones se debilita lentamente. La diferencia de presión entre los centros se reduce y los alisios se debilitan o incluso se convierten en débiles vientos del O. Este cambio se denomina Oscilación Meridional El Niño (ENSO).

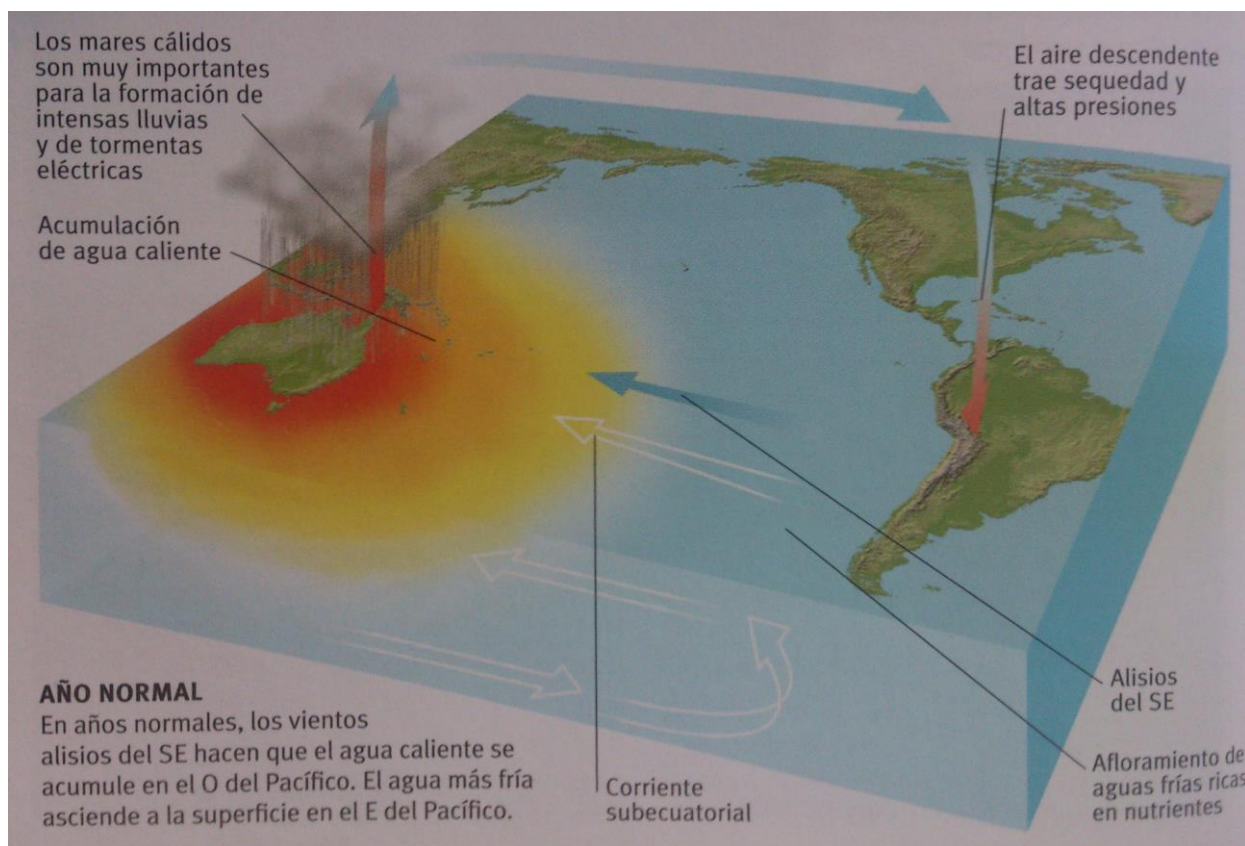


Ilustración 65. Esquema de un año normal. Fuente: [7]

La ENSO, que por lo general se denomina El Niño, puede provocar catastróficas inundaciones en partes de Sudamérica. Durante un episodio de El Niño, que puede durar muchos meses, la debilitación de los alisios y de las corrientes oceánicas asociadas permite que el agua caliente del O del pacífico ecuatorial migre hacia el E en unos pocos meses. Una masa de aire ascendente y cargado de humedad sigue a la gran área de agua caliente y las islas secas del centro del Pacífico sufren lluvias torrenciales. Cuando este flujo de agua caliente llega a las costas de Perú y Ecuador, la lluvia puede causar inundaciones.

Inversamente el O del pacífico puede sufrir sequías y muchos otros sistemas se ven afectados pero este fenómeno.

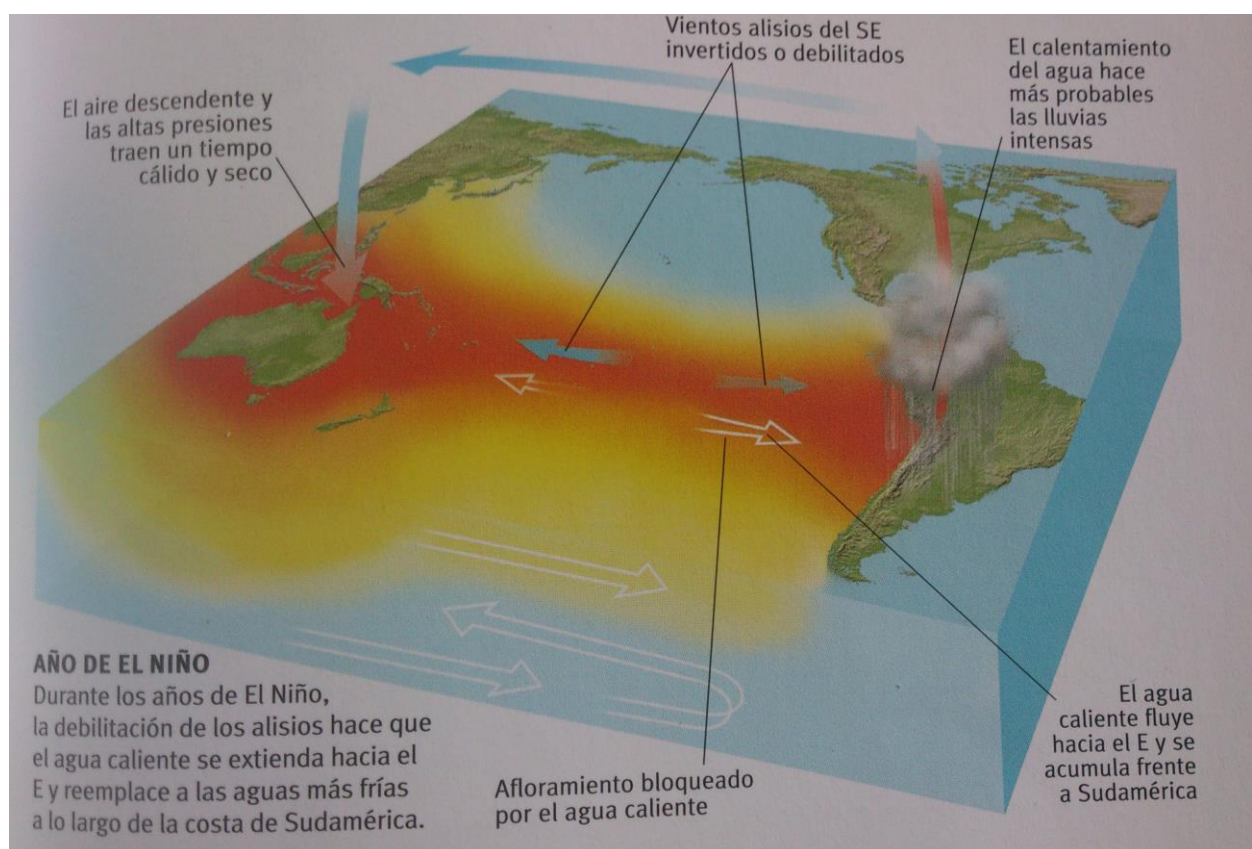


Ilustración 66. Esquema de un año de El Niño. Fuente [7]

Los efectos del Niño

Los episodios del niño influyen notablemente en el tiempo de la cuenca de pacífico, sobretodo en la región ecuatorial y tropical. Pero también afecta al clima fuera de estas áreas y crea unas condiciones meteorológicas globales inusuales.

El impacto del el niño se hace sentir por todo el planeta, ya que se alteran los patrones de la circulación del aire. La intensa convección en la parte central del Pacífico transporta el aire relativamente caliente hacia arriba, hasta la troposfera. Este aire caliente provoca una pronunciada honda de Rossby en la corriente en chorro que fluye desde Japón y se producen variaciones en la trayectoria de esta corriente de gran altitud. Como consecuencia, el NO de América del Norte puede estar más seco y más caliente durante un año de El Niño, mientras que el SE de Estados Unidos puede estar más frío y más húmedo. En el S del Pacífico ocurre una interacción similar con la corriente en chorro; aumenta el riesgo de tener un tiempo estival más húmedo en muchas partes de Sudamérica.

Cuando el agua caliente está en el Pacífico central durante un año de El niño y la célula de Walker se desplaza hacia el Este, una masa de aire descendente avanza hacia el E y crea altas presiones sobre el Caribe. Dado que los ciclones se forman en zonas de bajas presiones, hay menos clones tropicales en el Caribe durante los episodios de El Niño.

En el E de África, las lluvias estacionales pueden convertirse en excepcionales durante los años de El Niño. El O de África puede sufrir sequías durante los años de El niño, ya que este fenómeno está muy relacionado con la circulación Monzónica y debilita todo el proceso. El servicio meteorológico de Nigeria ya tiene en cuenta las influencias del ENSO para realizar la previsión anual de las lluvias monzónicas. Según el servicio meteorológico de Nigeria la fase normal de EL Niño está asociada con un tiempo normal. Esta elación se ha comprobado con un modelo de predicción basado en la información de 22 fases normales de El Niño. El NIMET ha estudiado las predicciones meteorológicas durante 10 años de El Niño y este fenómeno poduce una disminución de las lluvias en el oeste del continente Africano, especialmente en la zona del Sahel.



Ilustración 67. Sequía en el oeste de África durante un episodio de El Niño. Fuente: [7]

26 Partes meteorológicos

(Fuente [7])

La predicción meteorológica moderna precisa de superordenadores que procesan las observaciones meteorológicas obtenidas. Los superordenadores trabajan con representaciones matemáticas de los procesos físicos que actúan en la atmósfera. En pocas horas pueden ofrecer predicciones meteorológicas a varios días vista.

Recolección de datos

Para conseguir una predicción científica del estado futuro de la atmósfera se requiere un conocimiento preciso de las condiciones meteorológicas actuales. Las observaciones desde los satélites meteorológicos, junto con las efectuadas en la superficie terrestre o a través de la atmósfera se recopilan en superordenadores. Los modelos de predicción meteorológica global utilizan datos de temperatura, presión del aire, humedad, velocidad y dirección del viento.

Predicciones de los superordenadores

Los superordenadores son el único medio para resolver rápidamente las complicadas ecuaciones que determinan cómo la atmósfera va cambiando con el tiempo. Cada segundo se realizan varios millones de cálculos y el ordenador tarda menos de dos horas en emitir una predicción global.

Los factores que un superordenador toma en cuenta para generar predicciones meteorológicas incluyen la nubosidad, el terreno y la química atmosférica.

Ejemplo de un modelo de predicción meteorológica

El modelo numérico de predicción meteorológica del Met Office del Reino Unido (NWP⁹) predice el tiempo en incrementos de 6 o 12 horas, hasta 6 días vista. Las observaciones meteorológicas se cartografían por ordenador, en una red o cuadrícula de intersecciones de latitudes y longitudes; a continuación se utiliza un modelo numérico de predicción meteorológica, que es una simulación por ordenador de la atmósfera global, para procesar los datos procedentes de todo el mundo.

El ordenador efectúa un análisis meteorológico, que es una representación tridimensional de las actuales temperatura global, presión del aire, humedad y nubes en la que intervienen unos 15 millones de intersecciones. Los superordenadores toman este análisis como punto de partida y predicen la evolución del estado de la atmósfera con el tiempo basándose en leyes físicas.

⁹ NWP: Numerical Weather Prediction model.

Para obtener una predicción meteorológica más precisa que las predicciones que nos dan los servicios meteorológicos más importantes del mundo, como por ejemplo el Met Office, es necesario el estudio in situ de todas las variables que afectan al fenómeno que queremos pronosticar. De esta manera podemos mejorar el modelo de predicción meteorológica y obtener predicciones más detalladas y con un error menor. Para obtener predicciones de las lluvias producidas por el monzón africano se han realizado diversos proyectos.

El más reciente es el proyecto AMMA que recogió datos detallados de todo el fenómeno entre 2006 y 2010 y estos datos han permitido entender mejor el funcionamiento del WAM¹⁰. A continuación veremos una comparación entre la predicción meteorológica de los vientos durante las lluvias monzónicas del año 2000 del modelo de predicción del Met Office y de un modelo realizado in-situ. El modelo más preciso que corresponde a la imagen superior se ha obtenido aportando datos extras al modelo de predicción meteorológica del Met Office. A continuación analizaremos el proyecto AMMA y veremos cómo se realiza un estudio de la zona y un análisis de los datos.

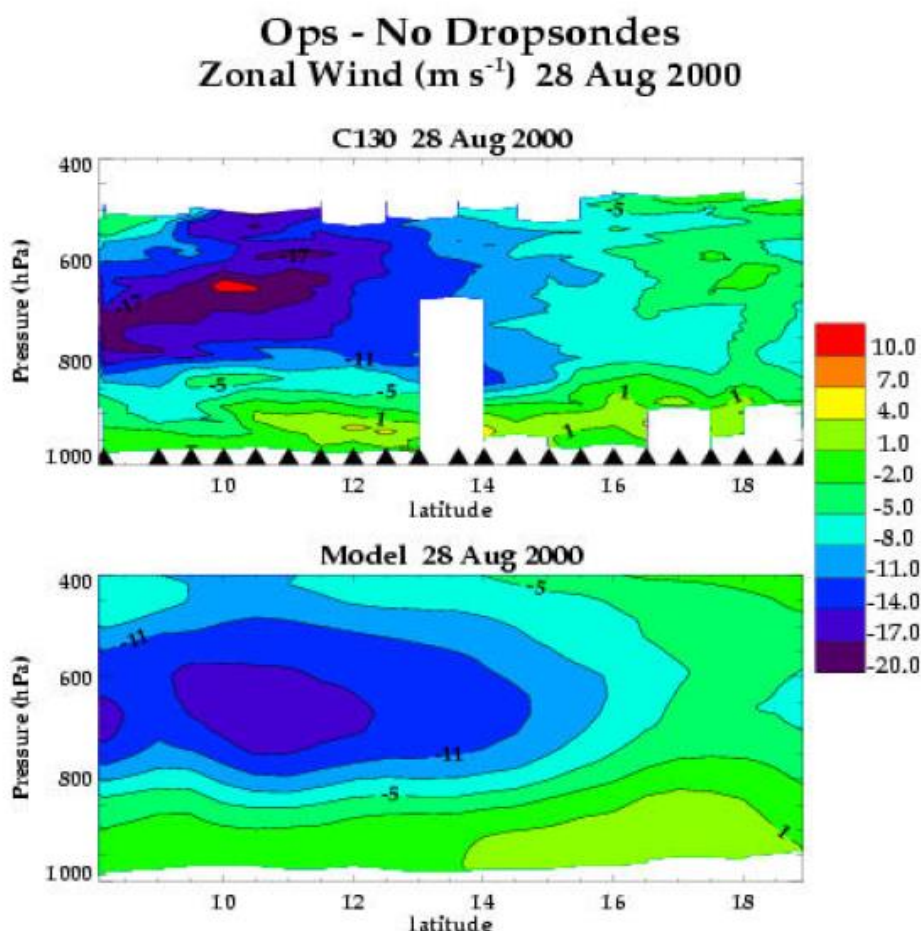


Ilustración 68. Predicciones meteorológicas de viento de dos NWP distintos. Fuente: [31].

¹⁰ WAM: West African Monsoon

27 Como conocer mejor el WAM: proyecto AMMA

(Fuente [30]; [31]; [32])

El proyecto AMMA es un proyecto internacional para mejorar los conocimientos sobre el monzón africano y entender su funcionamiento. El programa se empezó aprovechando las infraestructuras ya existentes. Estas infraestructuras incluían redes operativas y otros programas existentes que se vieron reforzados con la entrada de este nuevo proyecto. En 2005 una intensificación y extensión de esas redes operativas marco el inicio del período de observación. Este intenso período de observaciones se desplego entre 2005 y 2007. En ese período se realizaron estudios físicos, químicos y socio-económicos.

El despliegue de campo del proyecto AMMA

El proyecto AMMA tuvo que tener en cuenta que las redes operativas existentes al oeste de África no documentaban de forma adecuada todas las variables necesarias para estudiar el WAM a escala regional, a mesoescala, y sub-mesoescala.

La escala regional controla los procesos del monzón y las interacciones entre la atmosfera, la tierra y el océano atlántico tropical. La mesoescala estudia los sistemas meteorológicos típicos que producen las lluvias durante el WAM, la caracterización de los cuales es fundamental para entender la hidrología, los recursos hidrológicos y poder estudiar los impactos en la agricultura.

La sub-mesoescala son estudios con mucha instrumentación que se realizan en zonas concretas para ver como interaccionan las emisiones de aerosoles con los recursos hídricos y la atmósfera a pequeña escala.

En la siguiente ilustración podemos ver un esquema global de la red operativa a escala regional del proyecto AMMA.

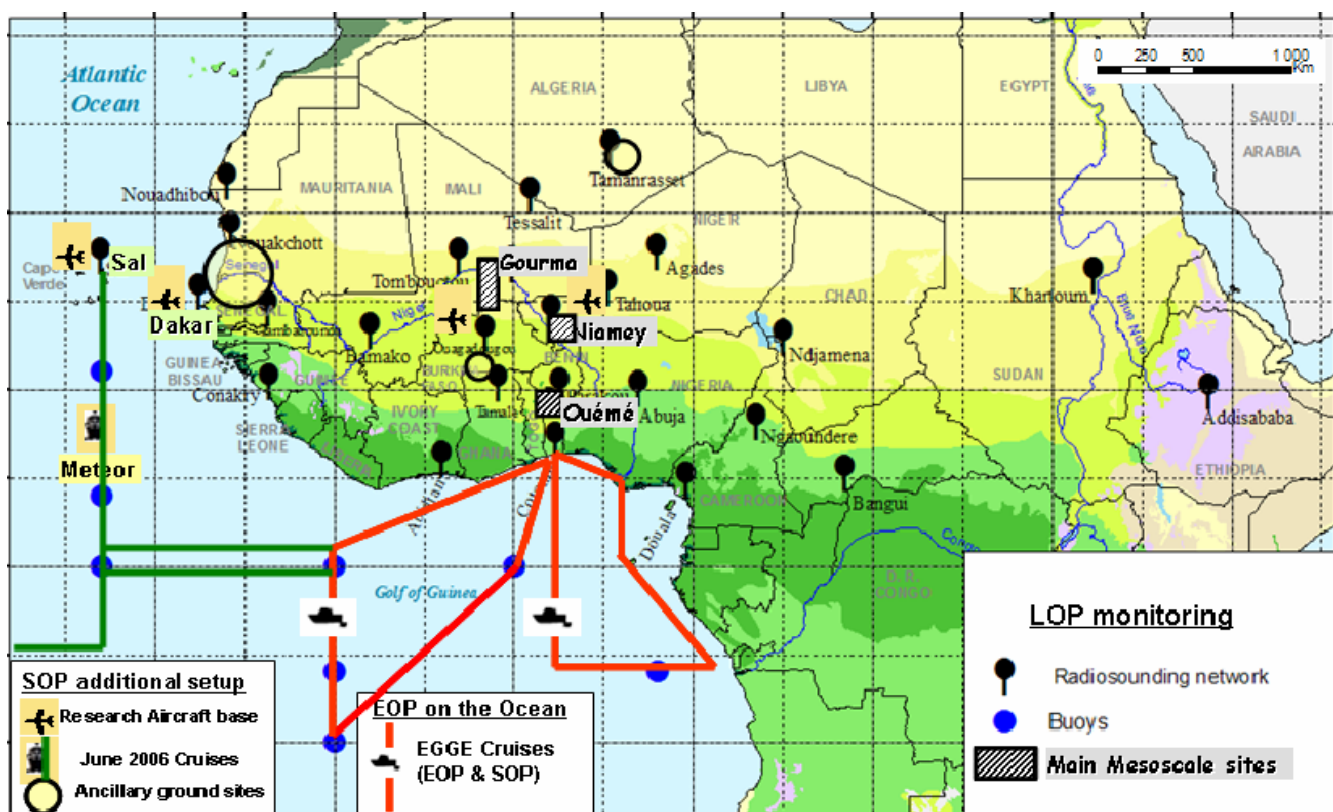


Ilustración 69. Red de observaciones del proyecto AMMA a escala regional. Fuente: [31].

La red de operaciones del proyecto es una red muy completa y muy bien distribuida por toda la zona. Esta red generó datos de todos los procesos que forman parte del WAM. Esta red se componía de 22 puntos de observación de las dinámicas atmosféricas, 7 puntos de observación de aerosoles y química atmosférica, dos cruceros cada año realizando observaciones oceánicas y 170 puntos de observación de la red hidrológica y la vegetación con más de 300 sensores.

La temporada de lluvias de África occidental muestra una alta variabilidad interanual con consecuencias importantes en el ciclo del agua, la producción de cultivos y en pandemias y epidemias relacionadas con el clima. Con el fin de monitorizar deiferentes estaciones lluviosas el programa realizó un seguimiento de datos desde el año 2002 con las primeras estaciones hasta el año 2010 .

THE AMMA FIELD CAMPAIGNS

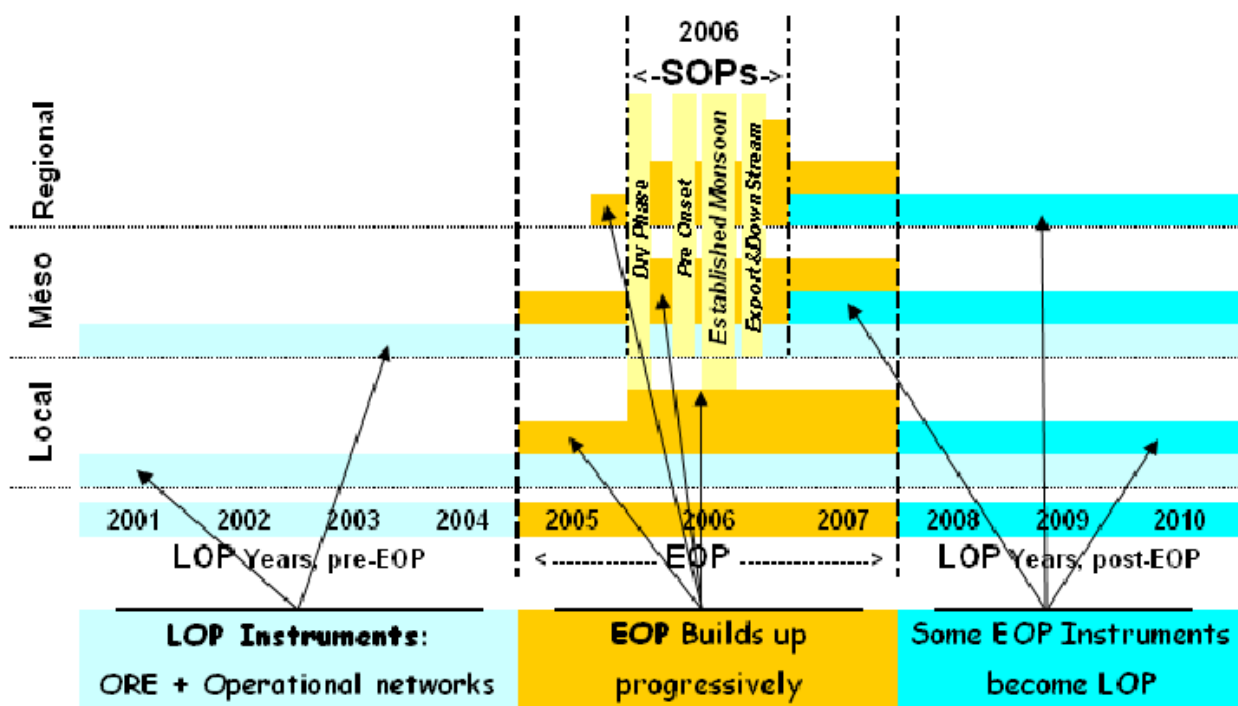


Ilustración 70. Esquema espacio-tiempo de las observaciones del programa AMMA. Fuente: [32].

El proyecto paso por tres fases de observación. Una fase inicial LOP¹¹ que analizaba las variables atmosféricas con las estaciones regionales ya existentes, una fase EOP¹² que intensificó las redes de operaciones a nivel regional y inició proyectos de estudios a mesoescala y una fase SOP¹³ en la que se realizo el estudio mas amplio y con mayor numero de instrumentos.

¹¹ LOP: Long observing period.

¹² EOP: Enhanced observing period.

¹³ SOP: Special observing period.

Impactos de los datos obtenidos en los análisis y la predicción del WAM

Un buen pronóstico del tiempo implica el análisis de numerosas observaciones y de NWP. Este proceso es un proceso muy complejo que incluye criterios objetivos y subjetivos y la experiencia de las personas que realizan esta predicción tiene un papel muy importante en la previsión final.

El proyecto AMMA sirvió para desarrollar un método de pronóstico con los meteorólogos africanos con experiencia, que se podría adoptar como un instrumento operativo de predicción del tiempo en África. Este método puede ayudar a realizar buenas predicciones de las estaciones lluviosas del monzón. Durante todo el proyecto se realizaron numerosos descubrimientos científicos y se obtuvo mucha información que ayudó a mejorar los métodos de predicción meteorológica.

La calidad de las previsiones meteorológicas depende de la calidad de las observaciones, la asimilación de los datos y los modelos meteorológicos. Una buena predicción requiere una red de observaciones óptima, una buena asimilación y un modelo de predicción meteorológica mejorado. En este último punto el proyecto AMMA ha abierto las puertas a la mejora de los NWP y ha puesto de manifiesto que se necesita más investigación en la asimilación de datos y en el uso de datos alternativos.

La predicción se basa en la preparación de mapas sintéticos individuales que resumen todas las características clave del WAM que han sido observadas o pronosticadas en un momento dado. La WASA/F que es la herramienta de predicción desarrollada con el proyecto AMMA es la base en la que se dibujan las características que se consideran importantes para la evolución del WAM y permiten pronosticar el tiempo.

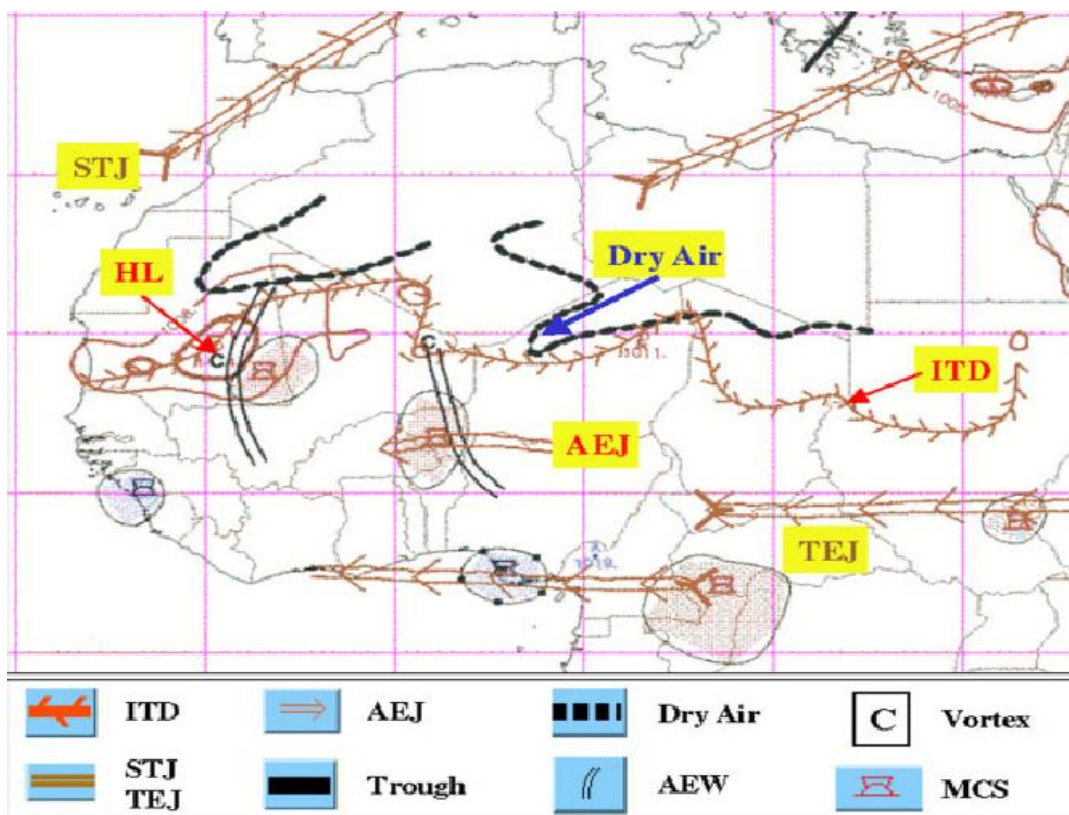


Ilustración 71. Modelo de predicción meteorológica WASA/F desarrollado durante el proyecto AMMA donde se pueden ver las diferentes variables que juegan un papel importante en el WAM y permiten desarrollar una predicción meteorológica. Fuente [32]

28 Conclusiones

El monzón africano es un fenómeno complejo en el que intervienen una serie de mecanismos distintos. Para comprender estos mecanismos es necesario entender cómo funcionan los fenómenos atmosféricos y la circulación general atmosférica. Para el desarrollo del monzón es vital la posición de la ZCIT ya que la variación estacional de esta zona de convergencia intertropical posibilita un cambio de dirección de los vientos alisios y este cambio es el origen de la circulación monzónica.

Las regiones del golfo de Guinea están muy cercanas al ecuador y tienen un clima monzónico muy marcado. La vida en estas regiones sigue el ritmo estacional del monzón, con una estación seca marcada por la ausencia de precipitación y una estación lluviosa con abundantes precipitaciones. Los habitantes de estas zonas cada año esperan con necesidad las intensas lluvias de la estación lluviosa, que empiezan en abril-mayo y terminan entre setiembre y octubre. Este período lluvioso puede dejar entre 1000 y 2000 litros por metro cuadrado y transformar completamente el paisaje.

La agricultura, la industria, el sector energético y muchas más actividades dependen de esa cantidad de agua, bien administrada, para desarrollar sus actividades de manera adecuada. Es muy importante gestionar bien los recursos hídricos que ofrece el monzón africano ya que una vez finalizadas las lluvias tienen que mantener esa agua para afrontar la estación seca.

La intensidad de las lluvias puede causar incidencias en infraestructuras, medios de transporte y numerosas inundaciones que son un peligro para los ciudadanos. Es muy importante la implicación de los servicios meteorológicos de los países del golfo de Guinea para ofrecer previsiones de las lluvias monzónicas anuales y preparar a la población para afrontar las lluvias con la preparación suficiente para paliar sus efectos devastadores. Las previsiones detalladas de estas lluvias, como hemos visto tienen detrás unas tareas muy difíciles de recolección de datos y de manejo de datos históricos que permiten completar los modelos de predicción meteorológica más sofisticados. Todo este trabajo ayuda a tener predicciones muy precisas que después son divulgadas a toda la población y ayudan a mejorar la calidad de vida de la gente de la zona.

29 Bibliografía

- [1] ALARCÓN, M.; CASAS, M.C. *Meteorología y Clima*. Barcelona, Edicions UPC, 1999.
- [2] MARTÍNEZ DE OSÉS, F.X. *Meteorología aplicada a la navegación*. Edicions UPC, 2003.
- [3] CUADRAT, J.M.; PITA, M.F. *Climatología*. Ed. Càtedra, 1990.
- [4] FISURE LANZA, R. *Meteorología y oceanografía*. Ed. Gobierno Vasco, 2009.
- [5] PELKOWSKY, J. *Teoría de los Alisios durante la Ilustración*. Universidad de Frankfurt, 2005.
- [6] WEBSTER, P.J. *The elementary monsoon*. Pennsylvania State University, 2003.
- [7] REYNOLDS, R. *Weather*. Dorling Kindersley Limited, 2008.
- [8] ALLABY, M. *Fenómenos del tiempo*. Ediciones B, 2000.
- [9] BARRY, G. ; CHORLEY, J. *Atmósfera, tiempo y clima*. Ediciones Omega, 1972.
- [10] <https://bullicius.wordpress.com/tag/efecto-coriolis> 06/06/2015
- [11] http://educativa.catedu.es/44700165/aula/archivos/repositorio/2500/2556/html/5_circulacin_general_de_la_atmosfera.html 15/10/2014.
- [12] <http://professoralexeinowatzki.webnode.com.br/climatologia/ventos> 12/05/2015
- [13] http://www.meteo-julianadorp.nl/Media/Encyclopedie-I_bestanden/3cel.jpg 12/05/15
- [14] <http://recursostic.educacion.es> 07/08/2015
- [15] <https://victorfairen.wordpress.com/2014/07/19/el-sahara-verde> 07/08/2015
- [16] http://www.astronomiaenchile.cl/images/contenido/Inclinacion_de_la_Tierra.jpg 07/08/2015
- [17] <http://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry> 13/08/2015
- [18] https://ec.europa.eu/jrc/sites/default/files/ShipTrafficGoG_v20.pdf 13/08/2015
- [19] <http://www.ikuska.com/Africa/Paises/Tiempo/Gabon.htm> 13/08/15
- [20] <http://nimet.gov.ng/sites/default/files/publications/SRP%20BROCHURE%20FINAL.pdf> 15/08/2015
- [21] <http://nimet.gov.ng/sites/default/files/publications/SRP.pdf> 15/08/2015
- [22] <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/fews/threats/afrhaz20130919.pdf> golf de guinea 15/08/2015
- [23] <http://nimet.gov.ng/sites/default/files/publications/2013-seasonal-rainfall-prediction.pdf> 15/08/2015
- [24] <http://nimet.gov.ng/sites/default/files/publications/2012-seasonal-rainfall-prediction.pdf> 15/08/2015
- [25] <http://www.bollore-africa-logistics.com> 15/08/2015
- [26] <http://help.solidworks.com> 17/08/2015
- [27] <http://www.mundo-geo.es> 17/08/2015
- [28] <http://www.agweb.com> 18/08/2015
- [29] http://somas.stonybrook.edu/~na-thorpex/documents/montreal04/Tues_1015_Niang.pdf 20/08/2015
- [30] LEBEL, T.; PARKER, D.; FLAMANT, C.; HÖLLER, H.; POLCHER, J. The AMMA field campaigns: accomplishments and lessons learned. *Royal Meteorological Society Atmospheric Science Letters*, 12 (123-128), 2011.
- [31] LEBEL, T.; PARKER, D.; FLAMANT, C.; BOURLES, B.; MARTICORENA, B. The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 136 (8-33), 2010.
- [32] FINK, H.; PANAREDA, A.; PARKER, D.; LAFORÉ, J.; NGAMINI, J. Operational meteorology in West Africa: observational networks, weather analysis and forecasting. *Royal Meteorological Society Atmospheric Science Letters*, 12 (135-141), 2011.
- [33] África. Geografía Universal. (vol.7). Edicions 92, 1998

